地信网论坛
BBS.3S001.COM

目　　录

第一章　井场取样和岩心岩屑处理……（1）
第一节　概述……（1）
第二节　生储盖层检测样品井场取样要求……（1）
第三节　岩心岩屑处理……（8）
第二章　油气勘探中的地层学研究……（13）
第一节　油气勘探中地层学研究的现状……（13）
第二节　生物地层学……（13）
第三节　同位素地层学……（20）
第四节　磁性地层学……（44）
第三章　生油地球化学层测试技术与应用……（49）
第一节　我国生油气层的类型及特征……（49）
第二节　生油气层测试技术与评价指标……（60）
第三节　油气源对比技术与应用……（93）
第四节　生油气层评价……（118）
第四章　储油气层检测与评价……（126）
第一节　我国储油气层类型及分布……（126）
第二节　储油气层的检测方法……（132）
第三节　成岩作用研究的新动向……（166）
第四节　新型荧光录井技术……（192）
第五节　储油气层评价……（206）
第五章　油气盖层测试技术与评价……（215）
第一节　我国主要含油气盆地封盖层特征……（215）
第二节　油气封闭类型与机理……（222）
第三节　盖层封闭能力分析与评价……（224）
第四节　断层封闭能力分析与评价……（239）
第五节　盖层封闭能力评价参数检测……（243）
第六节　油气封闭能力综合评价……（249）
第六章　近地表油气化探测试技术及其应用……（254）
第一节　近地表油气化探的理论基础……（254）
第二节　近地表油气化探测试技术……（270）
第三节　近地表化探技术在油气勘探中的应用……（279）
第七章　储集层烃类及油藏地球化学测试技术与应用……（285）
第一节　储集层烃类检测与应用……（285）
第二节　油藏地球化学分析技术与应用……（296）
参考文献……（305）

第一章　井场取样和岩心岩屑处理

第一节　概　　述

对某一地区或某一盆地、某一构造进行油气勘探开发过程中，根据本地区勘探开发的特点，需要钻探不同的井，如地质井（在盆地普查阶段为解决一定地质调查问题而钻的井）；参数井（为了解不同构造单元的地层层序、厚度、岩性，生储盖组合的条件并为物探提供有关参数的井）；预探井（在地震详查的基础上，以局部圈闭及构造带为对象，以发现油气藏为目的而钻的井）；评价井（在地震详查的基础上，在已获得工业性油气流的构造或断块上为落实地质储量，了解油气层的分布和厚度变化以及明确油气藏类型所钻的井）。

为达到不同的钻探目的，必须对这些井展开生储盖层评价，以对勘探区的石油地质条件作出综合分析。评价的基础资料来自于生储盖层的实验测试，主要包括以下三个方面：

（1）地层古生物测试与评价，主要确定地层年代，以进行地层划分、对比。

（2）有机地球化学测试，以确定生油岩有机质类型、丰度、成熟度，对生油能力作出评价

（3）储盖层测试，确定岩石类型、胶结物特征、孔隙特征，对储集及封盖能力作出评价。

正确的分析化验资料的获取除与各项目分析的精确度有关外，还依赖于取样的正确性取样的正确性包括两个方面：

（1）样品的位置及代表性。

（2）样品的质量和重量。

第二节　生储盖层检测样品井场取样要求

一、取样计划的设计

取样计划应该根据完井地质报告、录井岩屑实物剖面、录井综合图以及该井试油报告等资料制定，若完井地质报告及试油报告还未取得，应根据该井的地质设计进行取样设计。

以上这些资料应获得：大致的地层分层界线；各层段地层的岩性；取心情况；油气显示情况。

在以上资料的基础上，分别进行生油、储层、盖层及地层古生物取样设计，确定取样密度、大小样的取样位置、重点取样层段、特殊取样要求以及油样、气样的位置（见图1-1）。

二、岩心岩屑样品的选取

为了取得具有代表性的岩性，必须根据取心情况和分析目的，在现场选取岩样，在主要目的含油层段，取样密度必须适当加密。岩心筒到地面后，为防止由于毛细管作用力使钻井液渗入到岩心内，应立刻将岩心取出，在从岩心筒中倒心时，应尽量避免产生人为的破碎和裂缝。

岩心由岩心筒中取出后，应迅速擦掉或用小刀刮掉泥饼，不能用水或其他液体加以冲洗。总之，岩心从岩心筒中取出、检查、排列次序、选样均应在最短的时间内完成，因为让岩心长时间暴露，也可能导致所含水分及轻质烃的损失，在空气中暴露的时间不到半小时，岩心中所含

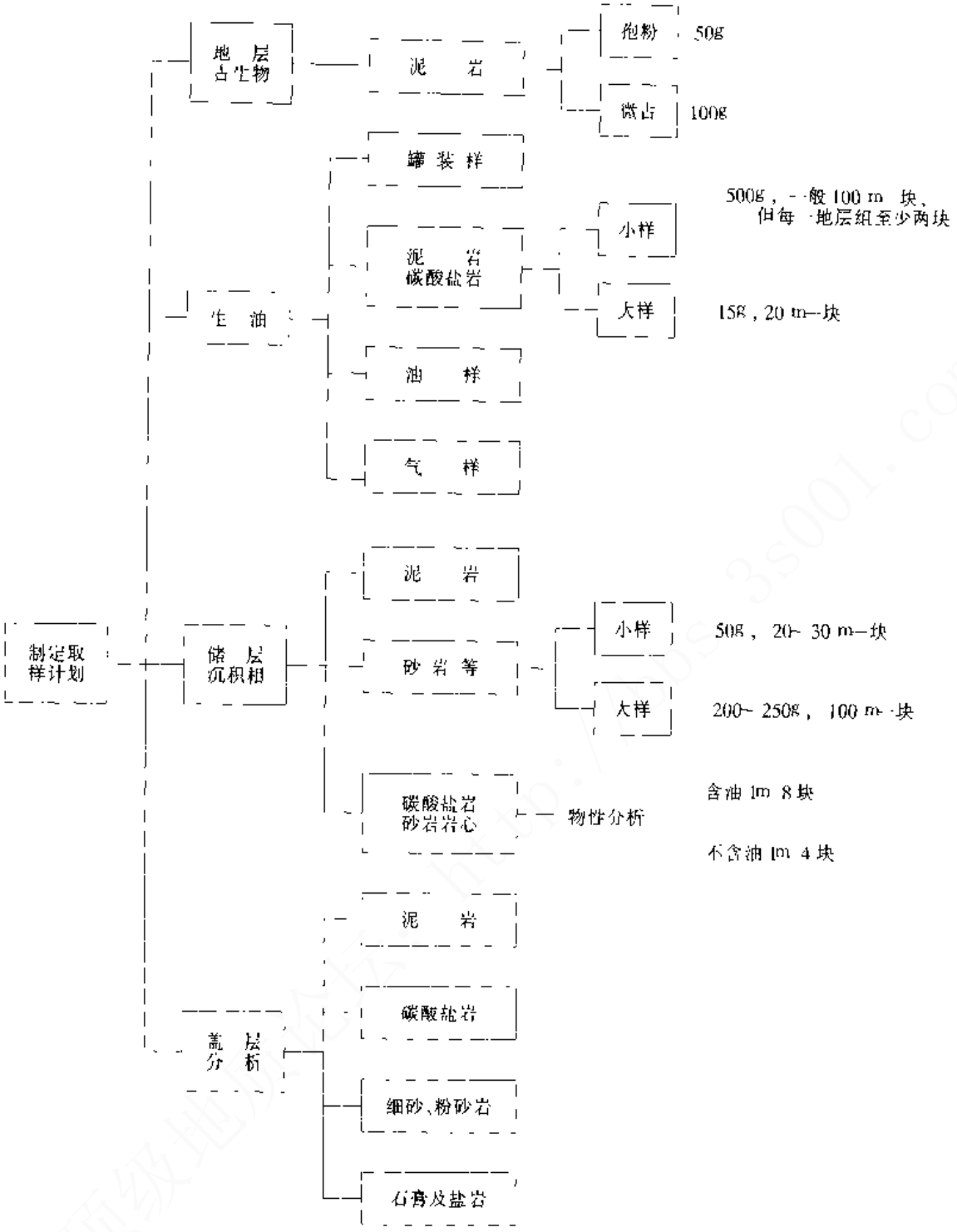


图1—1 生储盖测试取样流程图

水分损失为10%~25%，尤其影响孔隙度、饱和度及荧光含量的测定。

岩屑样品应进行选样工作，应组织人力选择能代表本层位的砂岩、碳酸盐岩或泥岩岩屑样品。同时，必须用水淘洗，洗去钻井液物质再在放大镜或低倍显微镜下选择供地质评价分析用的岩石样品，注意不要混入上层位岩屑或钻井液物质。取基岩面不取转石；取新鲜的岩屑面不取风化面。

在钻井过程中，由于裸眼井段长，钻井液性能的变化及钻具在井内频繁活动等因素的影响，使已钻过的上部岩层经常从井壁剥落下来，混杂于来自井底的岩屑之中。如何区分这些真假并存的岩屑，是提高岩屑录井质量，准确建立地下地层剖面的又一重要环节。

鉴别真假岩屑应从以下几方面综合考察：

(1)观察岩屑的色调和形状。色调新鲜，其形状往往多棱角或呈片状者，通常是新钻开地层的岩屑，但也要注意岩性和胶结程度的差别，在形状上也会形成差异，如软泥岩常呈球粒状，泥质胶结疏松的砂岩呈豆状；反之，在井内久经磨损而成圆形，岩屑表面色调模糊而呈大块者多为上部井段已出现过的滞后岩屑或者掉块。

(2)注意新成分的出现。在连续取样中如果发现有新成分岩屑出现，表明进入了新地层。

(3)从岩屑中各种岩屑的百分变化来识别。从其中岩性的岩屑百分比含量增减来判断进入什么岩性的地层。

(4)利用钻时、气测资料进行验证

岩屑样品在现场必须用150目的筛子(0.1mm)过筛，下部小于0.1mm的细颗粒供地层古生物分析用，过筛后的岩屑剔除滚石、假岩屑，根据取样设计要求选取泥岩岩屑或砂岩、碳酸盐岩岩屑进行生油有机地球化学、储层分析及盖层分析　应在实体显微镜下检查所挑取样品的质量。

三、样品的包装与保存

1. 用于油层物性测定，荧光分析的岩心样品

对于测饱和度的岩心样品，其包装与保存的目的是减少液体的蒸发损失和岩样内液体的流动；对于要求保持原始润湿性的岩样，则要求防止岩样表面被污染，或暴露大气中被氧化；对于疏松或胶结性差的岩心，就需要采取适当的支撑保护措施，防止在搬运过程中压坏或碰损破碎。保存技术的选择，一方面要考虑到储存时间及准备测定的目的；另一方面是就地测定分析还是运送到很远的外地去进行测定。目前常用的保存岩样的方法有以下几种：

(1)容器密封法。岩样可直接装进容器，也可用铝箔、聚乙烯或其他合适的塑料包裹后密封在容器中。容器中不能倒入其他液体，但是能倒入测定液，将称量后的岩样泡在测定液中进行密封。

(2)管子密封法。把岩样装进钢、铝或塑料管中，两端用带O型密封圈的堵头封住。

(3)用抽空排气的塑料袋保存样品。

(4)干冰冷冻法保存岩样。

(5)用金属箔或塑料条带缠裹岩样。

(6)岩样表面塑料涂层。使用的塑料应当是熔点低(最好低于93.3℃)，熔化后粘度小而且不会渗入到岩心孔隙中；与岩心中的油、水不会起反应。

2. 用于其他分析的岩心岩屑样品

按所需要的分析目的选取样品，一般在现场将岩心剖开，其中一半长期保存，另一半进行岩性描述、沉积相观察，而后选取样品进行包装。

1)用于古生物分析的样品

必须用棉花、棉纸或软纸包装后再用布袋或牛皮纸包装捆好，内附标签。

2)用于生油有机地球化学分析样品

不能用塑料纸等含有机成分的物品包装，须用玻璃瓶、金属罐、锡箔袋、布袋、牛皮纸袋等进行包装，以免污染样品而影响分析准确性，并附上标签。

3)用于储层分析的样品

用布口袋或牛皮纸口袋进行包装，附上标签。

标签内容包括：产地、井号、时代、层位、井深、岩性、取样时间、取样条件、取样人及分析项

目。

4)油样

在井上取油样(一般原油、凝析油等),无论从油管、油池或其他地方取样,均须用洁净工具取,用密封玻璃瓶装,瓶口采取措施以保证运输中不松动。填写标签于瓶上,并详细记录出油情况、取样条件、取样日期、样品的井深和层位等地质情况及分析项目。

5)气样

可用排水(饱和盐水)取气法,取气量为取气瓶的⅓,在饱和盐水中密封,以气瓶倒置取出存放,注意不能混入空气,一个样品最少同时取两个平行样,在现场安排合适地方取其一个试气,证实确已取妥后,将其平行样严密封好,在瓶上编号,附上气样层位、产状等地质情况及取样条件、取样时间等详细记录,如果试气失败,立即重取。注意使用不污染样品的容器,妥善的运输方式。样品和记录一并交实验室立即分析,不得长时间放置,暂时不能分析者须用冰箱保存,在冰箱中保存控制在2~3个月以内。

6)用于轻烃分析的岩屑样品

要注意几点:①要卡准井深,注意钻井液返回时间和岩屑迟到时间;②等距离的系统取样(如20m间隔);③从泥浆池捞取岩屑,用清水稍加冲洗,约洗去80%钻井液,迅速放入密闭金属样品罐——YTG1000型钻井地质岩屑轻烃取样罐(SY 5321—88),其容积为1000ml,罐高132mm,罐的内径103mm,本罐的材料不得使用可能产生烃类物质的密封材料;④岩屑上面加⅓~½清水,再加几滴防腐剂(淡盐水);⑤封好并编号,迅速运回实验室立即分析,不宜搁置太久,在冰箱中保存不要超过2~3个月。

四、地层古生物、生储盖层测试取样要求

1. 地层古生物评价

1)取样要求

为了详细划分、对比地层,必须逐层采集样品,并且利用综合录井图了解地层界线,在界线附近加密采集。样品的岩性以灰、深灰、黑色即暗色泥质岩为主,如遇红色、砖红色以及石膏、岩盐地层,除了系统采取以外,应特别注意在红层中颜色较深的夹层取样,对含灰质较多的砂质岩类和砂砾岩中的泥质夹层也须适当采集。

2)取样密度

(1)泥、页岩岩心样:首先认真观察岩性,注意岩性变化,并用放大镜寻找岩样上是否有微体古生物的存在,对含化石的岩心必须采集,对可能含化石的岩心,通常一段泥岩样取上、中、下三块样品,或平均每米一块。

(2)岩屑样:10~20m采一包样,应在混合均匀后采取,要粗细兼顾。

3)取样重量

孢粉:50~100g,微体古生物:不得少于100g

4)分析项目

孢粉、藻、介形、轮藻及在实体显微镜下挑出的其他门类微古化石。

2. 生油岩有机地化分析

1)取样要求

(1)生油层取暗色泥岩(绿灰、灰、深灰、黑色)、深灰色泥质灰岩及煤,利用综合录井图及井上实物剖面确定所取岩性井和实际岩心、岩屑对照,如有油气,则必须取油、气样。

(2)取样密度

进行生油分析的目的层要系统采样。

小样(简项)分析每 20m 取一个;

大样(全项)分析约 100m 取一个,如遇特殊变化(煤夹层等)则加密取样,但每个地层组至少取两块;

在综合录井图上(或剖面上)确定采样位置并制定采样计划。

(3)取样重量

小样(简项)每个 10~15g;

大样(全项)岩屑 500g,岩心 250g。

2)生油分析项目(见图 1—2)

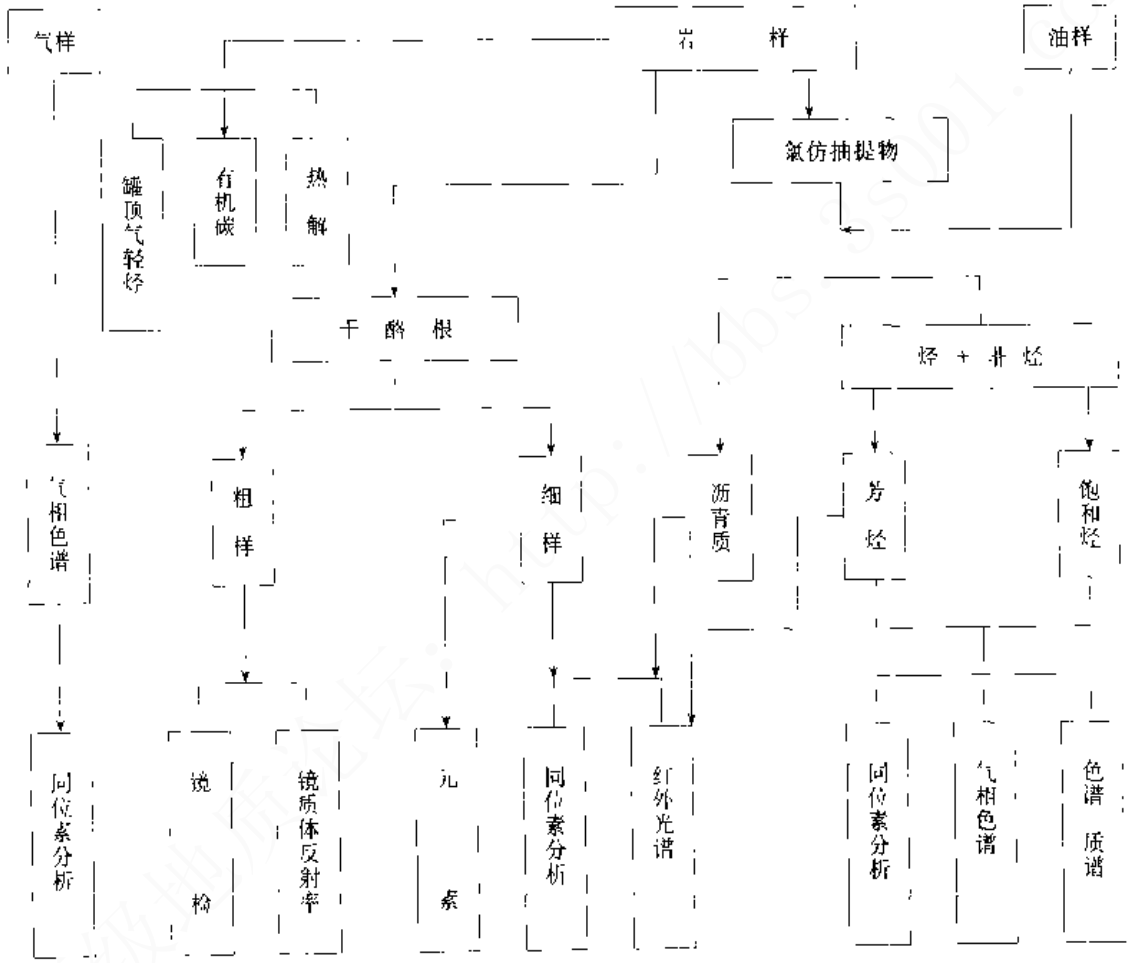


图 1—2 生油有机地化测试分析流程图

(1)小样(简项)分析。

①热解;

②有机碳。

(2)大样(全项)分析。

小样分析后,泥岩中有机碳大于 0.4%,在碳酸盐岩中有机碳大于 0.1%时可继续进行大样分析

①氯仿沥青"A";

②族组分;

③饱和烃色谱;

④饱和烃色谱—质谱；

⑤氯仿沥青"A"红外；

⑥芳烃色谱(或色质)；

⑦干酪根制备。

粗样：镜质体反射率；镜检。

细样：元素；红外；碳同位素等。

(3)油样。

①族组分；

②饱和烃色谱；

③族组成同位素；

④饱和烃色谱—质谱；

⑤芳烃色谱；

⑥芳烃色谱—质谱等；

⑦原油物性系列分析等。

(4)气样。

①气相色谱；

②甲烷、乙烷、丙烷、丁烷的碳同位素；

③气体密度体积系数等。

(5)罐顶气轻烃分析：范围 $C_1 \sim C_5$；最高达 C_7。

3. 储层测试

1)取样要求

用于单井储层评价的样品有砂岩、碳酸盐岩及泥岩三部分。

泥岩分析：主要建立混层粘土矿物的纵向变化剖面，以及取得沉积环境纵向变化的微量元素特征。

砂岩及碳酸盐岩分析：了解岩石类型、母岩区、胶结物、孔隙、成岩作用，进行储层性质评价。

2)取样重量及取样密度

取样密度可按不同时代、层位以及分析目的和不同分析项目的要求而定。

一般来讲，泥岩每 20～30m 取样一个，砂岩及碳酸盐岩岩心每一米取样 8 个，砂岩及碳酸盐岩岩屑每 20～30m 取样一个；在主要含油层段取样密度要加大，在次要含油层段，取样密度可适当减少，也就是以等距离的系统取样为主，再根据特殊情况适当加密或减少。

小样(筒样)每 20～30m 一包，重量为 50g；

大样(全样)每 100m 一包，重量为 200～250g。

具体取样要求见表 1—1。

4. 盖层测试

不同的测试项目对岩心的选取要求不同，根据盖层岩性的变化、非均质程度及其代表的深度，选取有代表性的岩心并妥善保管。

现场或岩心库取样。

根据地质条件选取目的层之上或侧畔的盖层，如果盖层的厚度较薄(小于 5m)，每 0.5～1m 选一个样，如果盖层的厚度较厚，每 1～2m 选一个样品。样品用直接出筒的全直径岩心，

长度5～10cm，样品要标明井号、层位、井深、样号。对于比较疏松的泥岩样品应快速冷冻，以勉破碎。

表1—1　储层分析（砂岩、泥岩、碳酸盐岩）样品取样要求（重量及密度）

样品类品		分析项目	取样重量 g	取样密度 岩心	取样密度 岩屑
砂岩	小样	薄片	50		20～30m一包
		X衍射			
		扫描电镜			
		荧光			
	大样	薄片	50～60	孔、渗、饱分析在含油岩心段每米8块；在不含油岩心处每米1～4块；其他分析项目减少	100m一包
		X衍射			
		扫描电镜			
		荧光			
		孔、渗、饱	200～250 岩心柱 直径2.54cm，长度2.54cm		
		碳酸盐含量			
		压汞分析			
		泥质总量	100		
		膨胀率测定	20		
		阳离子交换量	5		
		粒度、重矿物	100		
泥岩		无机元素	15	每米一块	20～30m一包 界限处加密
		X衍射			
		孢粉颜色 R_o T_{max}，℃	用地化资料	50g	（干酪根粗样）
		有机酸测定	10～15g	干酪根	（干酪根细样）
			20ml	油田水	
泥、砂岩碳酸盐岩		碳酸盐碳氧同位素分析	分离物 几毫克至几十毫克（灰岩1）其他岩石10	根据需要采样	

五、样品的描述与登记

1. 样品的描述

接着进行岩心岩屑描述。岩心的观察描述是正确认识岩心的过程。对于含油、气岩心的观察描述，应及时进行，以免油、气逸散挥发而漏失资料。

1）含气试验

将岩心置入水下2mm深处进行仔细观察。如有气泡冒出，应记录其部位、连续性、延续时间、声响程度、有无硫化氢味等，并及时用红铅笔将冒气处圈出。

2）含油试验

除观察岩心柱面含油情况外必须对可能含油的岩心作含油试验，具体方法有以下几种：滴水试验法、四氯化碳试验法、丙酮试验法、荧光试验法、直照法、点滴法、系列对比法、毛细分析法等。

井下取样，应将有关的地质资料如井位示意图、柱状剖面图、简要地质情况、取样位置、时间、条件及其他资料进行收集记录整理。

3）岩心含油级别的确定

碎屑岩含油级别可分：饱含油、含油、油浸、油斑、油迹、荧光等六级；

非碎屑岩含油气级别可分：含油、油斑、荧光、含气等四级。

4)岩心描述内容

(1)岩性，如颜色、岩石名称。

(2)相标志，如沉积结构、沉积构造、生物特征等。

(3)储油物性；

(4)含油气性：岩心含油级别。

(5)岩心倾角测定、断层观察、接触关系的判断等。

5)岩屑描述内容

其方法一般是大段摊开、宏观细找、远看颜色，近查岩性、干湿结合、挑分岩性、分层定名、按层描述。

2. 样品的登记

选取的样品要详细记录岩性、取样条件、出油情况、取样日期，样品的井深和层位等地质情况及分析项目，样品和记录一并送交实验室。

地质实验室按评价或研究的分析项目结合岩性情况，研究制定每个样品的分析项目，进行实验室统一编制分析号码，造分析通知单。岩心样品可用切片机切开或敲打分开，留出陈列、观察、特殊分析研究用样外，各项目取样分析。

定了分析项目后，实验室与送样人一起商讨分析流程，尽量节约样品，又使各项目间相互有机衔接，顺序化验，尽快作出结果。

第三节　岩心岩屑处理

岩心岩屑样品从井场取回来后必须经过处理才能进行地层古生物及生储盖层测试。

一、地层古生物岩心岩屑处理

1. 孢粉

岩石及原油样品经物理、化学方法处理，使孢粉化石与岩石及原油分开，经重液浮选分离，富集制片。处理流程如图 1—3 所示。

2. 微体化石

1)碎样

(1)坚硬岩样用岩石破碎机破碎，碎后粒径不小于 4mm。

(2)一般硬度的泥质岩和砂岩用手锤击碎，粒径要求同(1)。

2)洗样

(1)含油样品须先用汽油(或四氯化碳、洗涤剂)去除油质。

(2)不含油的样品直接用水浸泡。

(3)粘性较大的软泥质样品须先用 10%～20%(质量分数)浓度的过氧化氢或过氧化钠浸泡。

(4)不易泡散的泥质岩样须加 10%～30%(质量分数)浓度的碳酸氢钠或氢氧化钠(或其他分离剂)溶液以文火煮沸，促其分散。

(5)处理后的样品用清水冲洗，去除泥质。底部接样的分析筛孔直径不得大于 0.10mm。

3)烘样

冲洗后的样品，应及时用烘样设备(或适当方法)烘干。

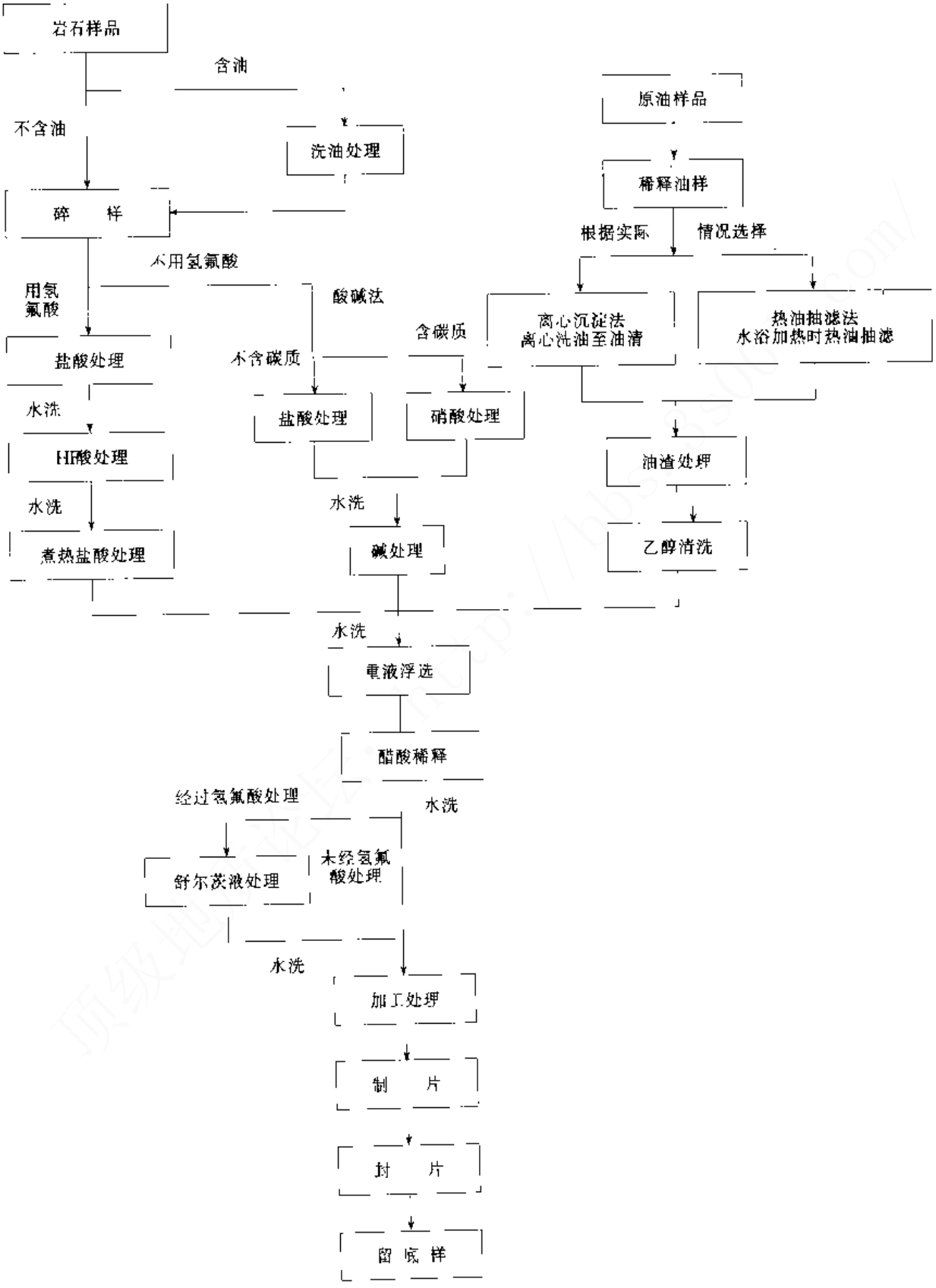


图 1—3　岩石及原油样品孢粉分析流程示意图

4)筛样

(1)烘干的样品,须用2.00,1.00,0.15mm孔径的分析筛过筛。

(2)对古生代轮藻类样品,须用3.00,2.00,1.00mm孔径的分析筛过筛。

5)挑样

(1)将过筛后的各级样品依次分别置于显微镜下,逐行挑选化石。显微镜放大倍数不得小于12。

(2)对于急样,可先挑选少数有代表性的化石,以供鉴定并及时提供成果。

(3)常规样品中的化石必须全部挑出(包括其他门类化石)。

(4)挑出的化石应按门类分别装入不同的化石盒中。

(5)如化石异常丰富(超过150个者),在挑出不同类型化石达150个以后,将余样封存,并在化石盒和分析记录上注明。

二、生油岩测试的岩心岩屑处理

1. 碎样

首先将岩心或岩屑洗干净,除去表面污染物,结干后将测试样品粉碎至0.09mm以下。但用于干酪根镜检、R_o分析时,岩样用较大粗颗粒直接进行干酪根分离。在碎样时要远离有机溶剂,避免有机物质污染。

2. 可溶有机质的萃取及分离

岩石中可溶有机质的萃取,目前较普遍使用的是索氏抽提法,以氯仿作为萃取溶剂。近些年来也相继出现超声抽提、搅拌抽提、气体加压抽提等,目前抽提效率最高的是快速抽提装置,萃取物为氯仿沥青。

可溶有机质——氯仿沥青A的分离测定依据是SY/T 5118—1995《岩石中氯仿沥青的测定 脂肪抽提器法》及SY 5119—86《岩石中可溶有机物及原油族组成的分析方法》。将岩样粉碎至小于0.18mm,称重200g,放在索氏抽提器中,恒温水浴加热800℃左右,用氯仿反复抽提,泥岩72h,灰岩48h,煤100h瓶底氯仿放入铜中去硫,将抽提物倒在称量瓶中,自然挥发称量获得氯仿沥青"A"。

称取氯仿沥青0.02~0.05g或原油样品(需脱水,40℃,在真空度为5.33×10^4Pa下恒重),放入50ml具塞三角瓶中,加入30ml正己烷(有的实验室用30~60℃石油醚)摇匀,静置过夜,使沥青质沉淀。

使用柱层析法或柱或棒状薄层色谱液相色谱仪分离出饱和烃、芳烃、胶质进行进一步分析测试。

3. 不溶有机质——干酪根的分离

称取30~100g岩样放入酸反应罐中,反复多次使用盐酸及氢氟酸处理,每次处理后用蒸馏水洗涤至中性,再用重液浮选,待分层后取出上部干酪根进行下一步测试。

若烧失量大于75%,纯度大于65%,黄铁矿含量小于28%时,干酪根制备及纯度合格。

4. 有机碳测定

首先除去无机碳。样品粉碎过筛至0.149mm粒径以下,称取0.05~1g在坩埚中用盐酸加热充分反应,反复用盐酸泡洗直到反应结束,用蒸馏水反复冲洗坩埚再用烘箱烘干,待仪器分析测定。

5. 热解色谱分析

生油岩及煤等样品粉碎至孔径在0.149mm以下,样品重量在100mg左右供热解色谱分析。

164364

三、储层测试的岩心岩屑处理

1. 油层物理样品要求

钻取岩石长度 2.5cm 左右，直径(φ)2.5cm 的岩心柱经洗油，供油层物性测试使用，允许误差 0.5mm。

2. 岩石薄片的制备

矿物岩石在显微镜鉴定之前，必须先磨成透光的薄片，一般取 30mm×30mm×3mm 大小的岩片粘在载玻片上，磨制成 0.03mm 的薄片。

铸体薄片的磨制是将配制的环氧树脂在一定的温度压力下注入岩石孔隙中。所铸树脂颜色为蓝、红、绿等。

阴极发光片要求：①所用胶必须不发光，一般为 502 胶；②厚度为 0.05mm；③不盖片；④必须进行抛光；⑤含油多的样品必须经洗油再磨制。

荧光片要求：①所用胶必须不发光，一般为 502 胶；②厚度为 0.05mm；③不盖片；④制片过程中不允许加热以防止烃类物质散失。

包裹体薄片的磨制：①岩样必须两面抛光；②其厚度不低于 0.08mm；③制出的岩片要用两载玻片夹持，用透明胶带封贴两端，粘贴标签。

多用片的磨制：①使用先经过铸体的岩样；②使用不发光的 HY—1 矿岩胶；③磨制厚度为 0.035mm；④不盖片；⑤要进行抛光处理。

3. 粘土分析样品制备

粘土分离包括：采样、选样、称样、碎样、洗油、蒸馏水浸泡、湿磨、制备和提取悬浮液、离心沉淀、烘干、研磨、称重和包装等步骤。

4. 微束分析样品制备(扫描电镜、电子探针及能谱分析)

(1)样品预处理，按洗油、磨制、酸化、净化、干燥程序进行处理。

(2)样品固定到样品桩上的粘接，使用乳胶或导电胶粘接并进行编号。

(3)镀膜技术，为使样品导电，需要将镀膜材料用喷镀仪喷在样品上，用于扫描电镜分析样品镀金，用于电子探针波谱及能谱分析样品镀碳。

5. 同位素分析样品制备

储层分析中大多用磷酸法分解碳酸盐矿物，利用反应生成的 CO_2 进行碳氧同位素的质谱分析。

6. 原子吸收及发射光谱样品制备

试样要求 5g 左右，一般粉碎至粒度小于 0.125mm，难溶样品粒度为 0.07mm，烘干待用。

四、盖层测试的岩心岩屑处理

了解地层岩石类型与测定项目，确定取样方式。

1. 常规孔、渗、突破压力和扩散系数的取样

(1)用金钢石取心钻头或手式制作，把岩心钻切成圆柱形，对疏松岩心，冷冻后可用钻床取样，遇水易碎的可用煤油做循环水取样，取样方向应垂直层理面。

(2)取小圆柱样品，一般直径为 2.5cm，常规孔、渗、突破压力要求最小长度与直径比为 1，扩散系数要求最小长度为 1cm。

(3)常规孔、渗样品如果含油应先洗油。

2. 激光粒度、比表面—孔径分布的取样

(1)激光粒度：取有代表性岩样 5～10g，用铁研钵粉碎成 1.5～2.5mm 的颗粒。

(2)比表面—孔径分布:取有代表性岩样 50～100g,粉碎过筛,取粒径 0.28～0.45mm 间的样品 5～10g。

3. 压汞的取样

如果易钻样品用柱塞样,选样要求同上述 1,如果不易制样,可用不规则样品,一般样品体积应大于 20mm×25mm×25mm。

页岩地质论坛: http://bbs.3s001.com/

第二章　油气勘探中的地层学研究

地层学是地质科学中最基础的研究内容之一，也是地质学的最古老学科之一。沉积盆地内部以及盆地与盆地之间，乃至大区域的地层划分与对比，也是油气勘探与评价的基础工作。因此，这项研究一直受石油地质学者们的关注。

地层学发展至今，已经派生出许多分支，彼此之间起到了相互辅助、补充的作用，使得人类对地层的认识更加客观、全面。有力地推动了油气的勘探与开发。本章着重论述几种地层学石油地质分析测试方法与应用。

第一节　油气勘探中地层学研究的现状

在以往的油气区地层学研究中，古生物地层学是最主要的方法。我国各油气区在几十年实践中，积累了极其丰富的地层古生物资料，解决了大量的生产实际问题。同时，还出版了一批比较系统的地层古生物研究成果，如《南海北部大陆架第三系》、《松辽盆地白垩纪介形类化石》、《中国北方含油气区白垩系》等，以及大量的研究论文。这些，都为我国找油找气做出了重要贡献，同时也为丰富和完善我国地球学中地层学研究做出了巨大的贡献。

从20世纪80年代后期开始，我国油气勘探方针日标是稳定东部、发展西部、油气并举。地层工作遇到了许多新的挑战，比如无化石或少化石的碳酸盐岩地层，而且在我国东部油气区也存在着盆地间精确的地层对比研究，综合地层柱状图的确定等研究内容。为了开展大区域的地层划分与对比，还引用并发展了层序地层学的技术方法。

当今国际地学领域中，新的地层学概念与技术方法不断涌现，为解决地层学，尤其是地层条件复杂区域的油气勘探中遇到的问题而开拓了新的研究领域。在这种新的形势要求下，本章特选择了与油气勘探关系较密切的，而且已被初步证明是行之有效的地层学石油地质分析测试(生物地层学、同位素地层学、磁性地层学)研究方法，从分析技术要求到地质应用给以扼要的介绍。

第二节　生物地层学

一、基本原理

地层学是对层状岩石的几何形态、成因和时间关系的研究。该学科特别注意这些岩层的历史，包括其化石成分。狭义的生物地层学就是指研究涉及生物化石和含化石岩层的空间分布与时间关系的学科。

1. 生物带

生物带是生物地层学研究的最基本内容之一，是鉴定了化石属种以后所须确定的基础内容。生物带是基本的生物地层单位，即以化石出现为根据的分层系统中的分层单位。这种分层单位也是具体的岩体，但它的界线是由各种古生物学的标准所界定的，比如在各地岩层中某些化石种属的出现、极盛与消失。

生物带是个抽象的概念，它代表全世界范围内在一个物种生活的时间内所沉积的全部岩石，而这一概念是无法从物质方面描绘的，因为没有一个物种生存于其生物带的所有岩石中。

在地球历史中，生物的演化具有明显的规律，随着时间的推移，生物从低级到高级，从简单到复杂。这种演化趋势是不可逆的，不同类别、不同属种生物的出现，有着一定的先后次序。在演化进程中，生物或者进化为更高级的门类、属种，或绝灭而不再重复出现。整个生物的发展演化过程，在从老到新的地层中，可以在其所含化石的垂直分布规律性变化方面反映出来，即在不同地质历史时期所形成的地层内，保存着不同的化石面貌；也就是说，在某一地质时期的地层内，保存着某一地质时期所特有的化石。这就是生物地层学的一个重要原理和研究基础。

2. 标准化石

在地层划分中，可以用来确定地层时代并进行地层对比的化石，称为标准化石，它必须具备下列条件：①存在地质时代较短；②地理分布较广；③存在数量较多；④化石的特征显著且易于鉴定。

3. 化石及地层的划分与对比

生物地层单位只能大致地确定时代关系。建立两个空间上互相隔离的地层单位的同时性称为"地层对比"。时代对比，虽然常常是近似的，可用各种方法进行，但生物化石无疑是最重要的工具之一。

在进行生物地层学研究时，应注意以下几点：

首先，"标准化石"不能单纯地理解为某些个别属种，某些科甚至目只要符合上述条件，都可以被认为是标准化石。比如笔石动物中的无轴目只生存于奥陶纪，这个目都可以成为奥陶纪的标准化石；在菊石类中，佛莱明菊石科只存在于早三叠世，故整个该科都可以作为早三叠世的标准化石。在一般情况下，地层单位分得越细，标准化石所属的分类级别就越低，在理论上，生物是随时间而不断地发展演化的，每种古生物都有可能具有划分地层的意义。实践中，化石对于划分地层的作用，完全取决于人们对古生物研究的程度和认识水平的提高。也就是说，古生物化石用于划分地层，并无绝对的"标准"与"不标准"之分，它是取决于人们的主观意识和研究程度的。

其次，某一大类生物从发生到绝灭，在数量和分布范围方面都会经历由少到多、由多到广，以及由小到大和由大到小的发展过程。在个体数量多、分布广的繁盛时期，化石易于被保存；而在数量少、分布范围小的发展初期和临近绝灭期，化石保存的机会就相对变少。我们将这种生物发生时期和临近绝灭时期保存下来的化石称为这类生物的"先驱"与"孑遗"。显然，这种"先驱"与"孑遗"所代表的地质时代与标准化石所代表的时代是有所区别的。标准化石一般代表该类生物数量众多、分布广泛的时代，而"先驱"分子生存的时代要早于标准化石的时代，"孑遗"分子则迟于标准化石的时代。这一点应在具体分析时注意，以免引起地层划分的混乱。

再者，在任何一种生态环境中，都可能同时生活着一种以上的生物，所以会在同一地层中保存着不同种类的化石。此外，由于在生物发展进程中存在着迁移、演化等因素，在较远距离的不同地区，同一种类的化石亦可能出现在不同时代的地层中。因此，在进行地层划分与对比时，不能单用一个化石门类作出结论，而应对共生的各门类化石进行全面分析，才可能得出比较客观、正确的结论。

在常规的地层学实践中，应认真地丈量地层剖面的厚度，将岩性的重要变化描绘在垂直剖面上。整个剖面都要系统地采集化石并记录其纵向分布位置。然后才可能按比例尺标出每个

化石物种的地层分布。这种“地层分布”仅仅是化石出现的下限与上限所限定的地层区段(如图 2—1 所示)。图 2—1(a)、图 2—1(b)分别为古生物化石的“地层分布”的两种表示方式。

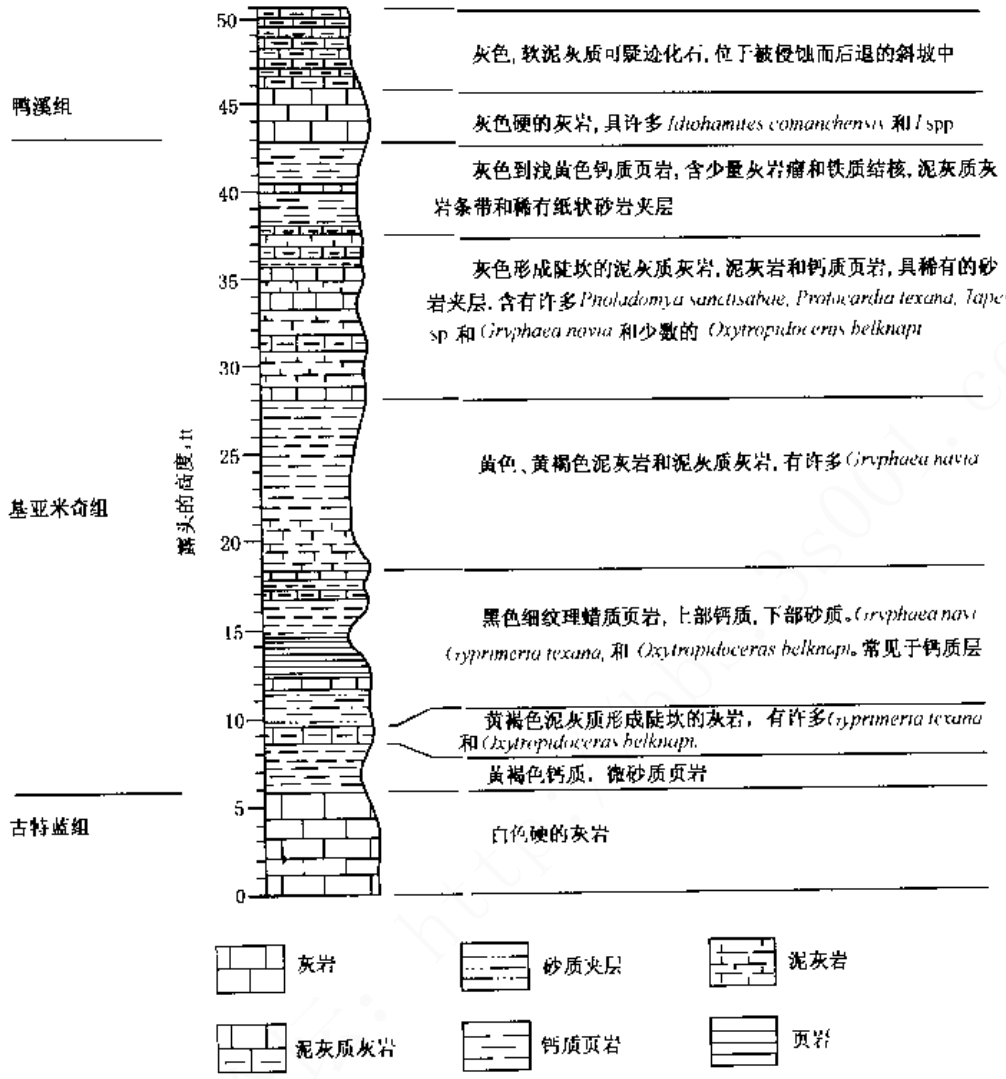


图 2—1(a)　美国得克萨斯州米查姆非尔德白垩系基亚米奇组地层剖面

(据 D.M. 劳普与 S.M. 斯坦利,1971)

1ft　0.3048m

一个通用的对比方法是在忽略生物物种的迁移或在各地绝灭的时间差异前提下进行的,把单个物种地层分布的上、下限应用到两个地层剖面中。在某些环境下,这些化石“最初”和“最后”出现在地层中的界线指示大致相同的时间。因为在地质时间上,生物的迁移并不是瞬间发生的。

化石对比的方式有“共有生物类别的百分比”对比法和“标准化石”对比法等,可以单一进行,也可以交互进行。

二、基本分析技术

由于油气钻井中所遇到的大多为微体化石,其分析方法明显地有别于大化石,现以我国油气区勘探工作中常用的孢粉与介形类等微体化石为例,介绍几种分析技术。

1. 化石孢粉的分析、鉴定方法

由于化石孢粉也属于不溶有机质,所以处理、分离方法与干酪根的酸溶解、抽提方法相同,在第一章里已叙述。

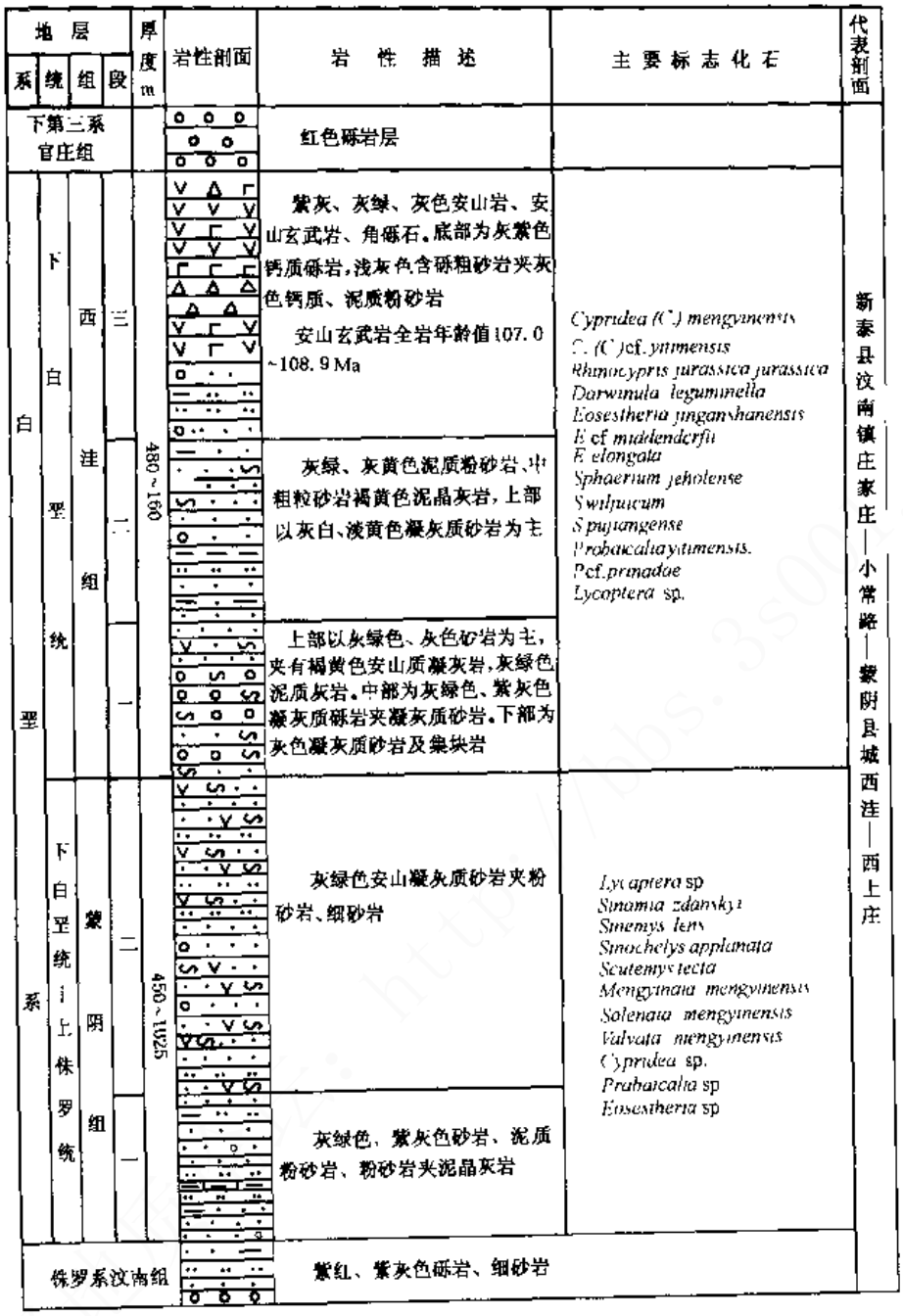


图 2—1(b)　我国鲁西南区白垩系生物地层综合柱状图

（据叶得泉等，1990 年资料）

对于化石的鉴定，应以正式发表的文献为依据；新属、新种和新类型的确定与命名，须严格执行国际植物命名法则；不同地质时代的化石孢粉的分类命名法则有所区别；第四纪的孢子花粉采用自然分类法，即直接用其母体植物的名称；第三纪—中生代的化石采用半自然分类法，而器官属分类法，个别难以用器官属分类者可以用形态分类法（即人为分类法）；古生代的化石采用人为分类法（即形态分类法和半自然分类法）。

化石沟鞭藻类的鉴定采用器官属分类法，即囊孢分类法；化石绿藻采用自然分类或形态分类法；化石疑源类采用人为分类法，即形态分类法。在化石鉴定时，应尽可能地鉴定到种级单位。

对于含化石较少的样品，分析时应以 4 个盖片为基数，若需要，应增加检查的盖片数量，直

至化石统计数量达到50粒;对于化石含量丰富的样品,化石个体统计数量应达到100枚,对于建立基准剖面的样品,统计数量应加至250粒;只有鉴定盖片达到3~4个以上,方可判定样品是否为:"不含化石"。对于化石含量达到50粒以上的样品,需要进行百分含量计算。

孢粉化石的鉴定报告格式如表2—1所示。在编写综合研究报告时,应参照表2—2与表2—3的格式进行。

表2—1　孢粉化石鉴定统计表

室内编号	井深 m	岩性	化石名称	盖片数	化石数量	白分含量,%	蕨类	合计	裸子类	含计	被子类	合计	总计

填表单位:　　鉴定人:　　审核人:

表2—2　综合柱状图格式(参考件)

地层 界	系	统	组	段	自然电位曲线	井深 m	岩性	电阻率曲线	岩性简述	化石组合	主要代表化石	二古特征

图例　　编制人:　　审核人:

表2—3　微体化石鉴定记录表

序号	样品号	取样深度(或位置)及岩性 m	化石名称	保存情况	数量 个

鉴定人:　　审核人:

在编写综合报告时，基本内容应包括地层简述、主要孢粉化石及数量、孢粉组合特征及序列(从老至新)、地层划分及与邻区的对比意见、地层时代讨论、古生态及古气候、古环境、古植被探讨，并附化石的中文与拉丁文名称对照表，以及钻井(剖面)井位图和综合柱状图等。

2. 微体化石(介形、腹足、轮藻类)分析鉴定方法

微体古生物化石的鉴定要以正式发表的古生物文献为依据，并按国内外公认的古生物鉴定、命名原则和法规进行。

鉴定时，应同时写出各种化石的中文与拉丁文名称，同时注明产出化石岩层的岩性与化石的保存情况(参见表 2—3)。

在表 2—4 中，“保存情况”是指：①介形类：单瓣、双瓣和碎片；②腹足类：完整、较完整、不完整；③轮藻类：完整(顶、底完好或大多完好)、较完整(顶部构造保存不全，但不影响类型的判定)和不完整(顶、底均保存不全)。

化石鉴定工作完成之后，应系统分析井(剖面)或有地层意义的代表井(剖面)，并绘出单井(剖面)的化石分布图(参见图 2—2)。

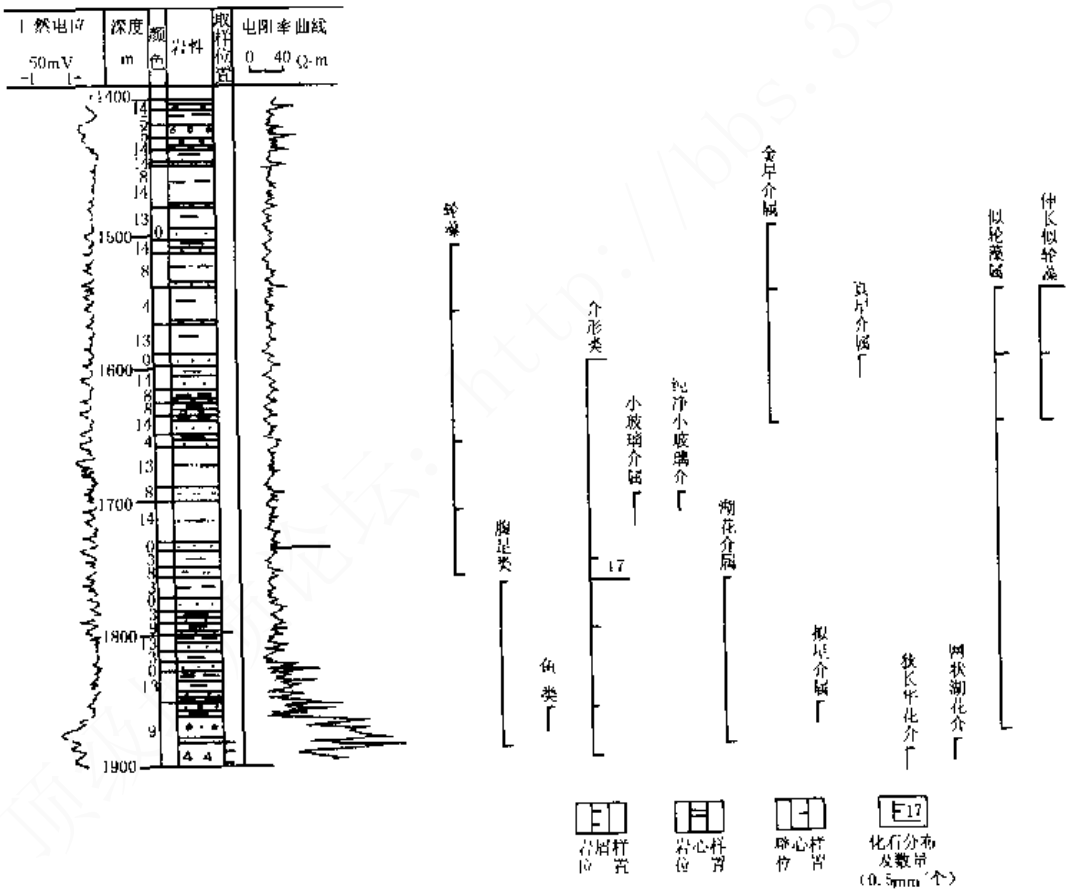


图 2—2　我国油气勘探中常用的单井(剖面)化石分布表示方法

(据杨时中等，1993)

分析、鉴定以后的化石标本应按门类整理，分区、分井(剖面)及时归档。化石分布图的比例尺通常采用 1/2000 或 1/500。

三、应用实例

目前国内外地层学研究中所采用的地层划分单位几乎全是根据古生物化石确定的。在地层对比中，古生物化石也是首选的标志之一。在油气勘探中，微体化石所起到的地质时代确

表 2—4　奥陶系峰峰组牙形石地层划分与对比表(据安太庠等，1983)

系	组	段	华北		华南 (安太庠等，1981)		北美 (Sweet & Bergström, 1973)			欧洲 (Bergstrom, 1978)	
			牙形石带	人化石带							
奥陶系	峰峰组	八陡段	*Belodina compressa*—*Microcoelodus symmetricus* 带	*Gonioceras badouense*—*Badouceras pyriforme* 带	宝塔组	*Hamarodus europaeus* 带	Rocklandian	Fauna 8	*Belodina compressa*	Caradocian	*Amorphognathus tvaerensis Z*
					庙坡组	*Polyplacognathus wanyeensis* 带	Blackriveran	Fauna 7	*Phragmodus inflexus* *Plectodina arculeata*	Llandeilian	*Pygodus anserinus Z* *Eoplacognathus lindstroemi Z* *E. robustus Z*
		阁庄段	*Scandodus* sp *Paltodus* sp *Acontiodus* sp				Chazyan	Fauna 6	*Phragmodus flexuosus*		
	上马家沟组	第六段	*Aurilobodus serratus* 带	*Tofangocera panctranmutatum* 带	牯牛潭组	*Eoplacognathus reclinatus* 带 *E. foliaceus* 带		Fauna 5		Llanvirnian	*E. reclinatus Z*

定，地层的划分与对比的作用更是其他地层学方法难以，甚至是无法取代的。表 2—4 就是根据微体古生物牙形石分布带进行的地层划分与对比。

随着人们对地层单位认识的深入和高精度分析仪器的发展，在地层的划分与对比中，也越来越注重多种划分标志的选用和互相补充与验证。

第三节　同位素地层学

同位素地层学(Isotope Chronostratigraphy)由两个主要部分组成：即放射性年龄测定(又称"地层数字年龄测定"(英文缩写为 NDS)、"最生宙地质年表"(英文缩写为 GTS)等)与稳定同位素地层学(Stable Isotopic Stratigraphy)。二者分别属于放射性同位素地质学与稳定同位素地球化学的分支学科。

一、放射性同位素地质年龄测定

国际上的地层划分，尤其是地质年代表都朝着高精度与高分辨率的方向发展，这在很大程度上取决于地层的数字年龄研究。同位素地质学是最重要而且最常用的方法。

1. 进行放射性同位素地质年龄测定所必备的假设条件

(1)衰变常数可以确定。

(2)所有被测物质内子体与母体分布均匀。

(3)子体同位素都是放射成因的。

(4)矿物或岩石自形成以来处于封闭环境中，不能有热蚀变、地下水交换，镜下检查无蚀变。

(5)矿物与岩石的形成时间是短暂的。

2. 工作程序

(1)样品采集，包括岩心与岩屑以及地表露头样品；常规采样与系统采样相结合。

(2)样品的薄片分析，判别样品的新鲜程度等级，薄片鉴定与必要的化学分析相结合。

(3)精心地挑样(单矿物)。

(4)上机分析，求出子体与母体的关系。

(5)同位素地质年龄的综合分析，应注意不同的测年方法结果的相配合。

(6)根据古生物、古地磁等资料的配合，建立地质年代表。

3. 常用的同位素测年方法简介与评价

在进行地质样品测年时，可以采用不同的方法相互补充，常用的测年方法主要有以下 4 种。

1)钾(K)—氩(Ar)法

测定岩石样品中的^{40}K与由^{40}K放射性衰变以后形成的^{40}Ar的丰度。既可以分析全岩(火成岩)也可以分析单矿物(包括火成岩与沉积岩中的自生伊利石矿物)。

该方法检测的最佳时间区域为 $10^4 \sim 10^9$ 年，因此比较适合于中生代与新生代地质单元的同位素年龄测定研究。

2)氩—氩法

基本原理是把含钾样品放入核反应堆接受快中子照射，此时^{39}K核被打入一个中子，放出一个质子，转变成半衰期为 269 年的^{39}Ar，即发生$^{39}K(n,p)^{39}Ar$反应。用质谱仪测定被照射样品中的$^{40}Ar/^{39}Ar$比值，代替通常在 K—Ar 法中使用的$^{40}Ar/^{40}K$比值，计算样品的地质年龄，应

用范围与 K—Ar 法的相似。

对 K—Ar 法和 Ar—Ar 法的适用样品有：云母类矿物(大多数中酸性火山岩和变质岩中的常见矿物)；钾长石、角闪石，以及沉积岩中的海绿石与伊利石，还有其他矿物，如斜长石和辉石等。

用 K—Ar 法测定地质年龄也可以采用全岩样品，如玄武岩、细粒中基性岩、板岩、千枚岩和片岩。但在做年龄数据解释时，必须考虑到岩石中所含的矿物学特征，在有条件的前提下，最好同时做单矿物测定。

3)铷(Rb)—锶(Sr)法

Rb—Sr 年龄测定的基础是自然界中^{87}Rb经过 β 衰变形成稳定同位素^{87}Sr。该方法测定的最佳时间范围为 $10^7 \sim 10^9$ 年，用等时线法获得年龄数据。

Rb—Sr 测年法可以用于岩浆岩与变质岩等的年龄测定。岩浆岩包括深成岩，即花岗质岩石和钾长石、云母类矿物；火山岩中的酸性火山岩(主要成分为长英质矿物)由于含有较为合适的 Rb/Sr 比值，故多采用 Rb—Sr 法；变质岩测定的年龄数据表征岩石变质作用发生的时代；此外，还可应用 Rb—Sr 法测定沉积岩的年龄数据，常用的有全岩和海绿石样品，以及伊利石、高岭石、蒙皂石和绿泥石等。

4)钐(Sm)—钕(Nd)法

Sm—Nd 法的基本原理是根据$^{147}Sm \rightarrow {}^{143}Nd + \alpha$这一衰变过程。最佳时代范围为 2×10^8 年，用于测定中生代的岩石年龄较为困难。

此外还有铅法、^{14}C法等放射性同位素测年法。

4. 地质年代表的建立

由于以上各种测年方法都或多或少地存在着一些缺陷，因此若根据不同盆地之间的同位素测年数据进行地层划分与对比，则精度可能大大降低。

在进行放射性同位素年龄测定分析时，常用的方法除了用测年数据配合古生物学证据之外，就是建地质年代表。当代常用的地质年代表有以下 3 种。

1)GTS 年表

由于该表的制定有 P.G.Llenellyn，R.Walters 等 3 位石油地质学家参与，因此对能源界有较为重要的影响。

GTS 年表具有双重时标，即时间年标(Chronometric Scale)和地层年标(Chronostratic Scale)。前者以标准的天文时间"年"记时，后者以传统的地层时代单位代、纪、世等记时。二者结合，形成了既有数字年龄，又能反映生物演化阶段的、具有地质事件特征的统一地质年表。

2)NDS 年表

NDS 是"地层数字年龄测定"国际性专著的英文编写。该表结合了浮游生物化石带，化学地层学研究结果，极性年表以及各种同位素测年结果，编制成详细的地质年表。

3)COSUNA 年表

该年表为"北美地层对比"研究的最终结果，发表于 1985 年，由古生代、中生代和新生代三个分表构成，每一部分都有数字年龄，但比例尺不同。

我国一些学者采用了该表所公布的一些地层年龄线。同时，也在总结国外年表经验的基础上，编制出我国的地质年代表(叶伯丹，1986；王鸿祯、刘本培，1989)。

5. 沉积岩同位素测年分析的基本要求

在我国以及世界各地的油气区，油气勘探的首选目标是沉积岩。沉积岩测年的难度远比

火成岩测年大得多，尤其是样品的前处理要求更高，分析也更加复杂，其样品前处理的步骤如下(以 K—Ar 法分析砂岩样品为例)：

(1)在扫描电镜下找出伊利石胶结物含量最丰富的样品。

(2)用丙酮溶液浸泡样品，用低速离心机分离，从中制备出分离物。

(3)用 X—衍射仪和透射电镜检查分离物的纯度。

(4)用低温氧等离子气体灰化法(不可用化学预处理方法)清除有机质。

实践表明，若采用火成岩常规年龄测定法进行沉积岩的前处理，会得出极无代表性的年龄数据。经验表明，搬运的再沉积碎屑伊利石通常比自生伊利石胶结物更加粗大，并多富集在较粗大的分离物内。如果碎屑伊利石总量超过 X—衍射法检测的限度，就可能导致实测年龄明显地老于伊利石胶结物生长的真实年龄。

根据国内外油气区沉积岩测年方法的研究，污染普遍会导致较粗粒级样品所测年龄明显增加。最粗粒级(75μm)与最细粒级样品所测年龄相比，前者要比后者增加 10%。因此，在样品分离时，要力求将污染减少到最低限度，在精心选择以后，还要用透射电镜仔细检查待测样品，以保证其中不含可辨别的碎屑伊利石或其他含钾矿物。

二、稳定同位素地层学

稳定同位素地层学(Stable Isotopic Stratigraphy)是从同位素年代学发展演化而来的，应属于化学地层学(Chemo-Stratigyaphy)的研究、应用范畴。稳定同位素地层学是在深入探讨地质历史中重大事件的原因与影响以及油气勘探中对更加精确地划分、对比地层单元和确定烃源岩与油气有关的储层的层位需求背景下诞生、发展的。

1. 与稳定同位素地层学有关的分析技术

1)研究对象及同位素数据的获得

稳定同位素地层学的研究基础是获得代表地层的同位素数据(包括 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$、$\delta^{34}S$ 值以及 Sr 同位素比值等)。在油气勘探实践中，可以根据所研究盆地的性质、地质时代范围等因素，考虑选择超微化石、有孔虫(底栖或浮游种类)、腕足动物、碳酸盐颗粒或全岩样品等不同类型的样品进行分析。

(1)生物壳体。

应注意用蒸馏水浸泡样品并用超声波振动仪清洗之，以去掉所附着的有机质；清洗后烘干时，温度不得高于 50℃；此外，还应注意不要研磨得过细(100μm 即可)。

对于性质不明的生物壳体，应首先用 X—衍射仪分析定性；对于钙质超微化石，应选用特殊的筛子(<44μm)。

用较大型的腹足类、腕足类、瓣鳃类壳体进行分析时，为了排除不同生长季节水温变化的干扰(进行古水温推测分析时除外)，采样时应沿动物壳体生长线的垂直方向进行。

为了使生物的"生命效应"减少到最低程度，在进行地层学研究时，从老至新应尽量采集同一属种(至少应为同属)的生物化石，以免因不同种类生物体内的生命效应所造成的碳、氧同位素组成异常变化的假象。

(2)全岩样品。

在油气勘探实践中，由于化石系列采集不全、钻井岩屑、岩心中化石难以采集等因素的限制，在进行稳定同位素地层学研究时，多采用全岩样品进行碳、氧同位素分析。这类样品在分析时的最大困难是无法了解岩石内所包含的碳酸盐类型与含量，而且，对于含有多种碳酸盐矿物的岩石，也难以判断是何种矿物的稳定同位素组成可以真正地反映其原始的同位素信息。

所以，在选用全岩样品进行此项分析时，应尽量采用矿物类型单一的岩石。

大量的国内外研究结果证明：用全岩样品分析，是一种方便、快捷、便宜而且能相对精确地获得稳定同位素数据的分析方法。利用这类数据，也可以进行大区域的地层对比，尤其是邻井间的精确地层对比。

(3)采样要求。

与其他地层学研究的方法相似，进行稳定同位素地层学研究时，也应尽可能系统地采样，即应按地层顺序等间距地逐层采样(在大致的生物地层界线附近应加密采样间距，最密处应达到0.5～1cm)；同时，应保持上下层位样品性质的一致性，不应忽用生物壳，忽用全岩样品，这样才可保证稳定同位素数据的客观性、可靠性与连续性。

(4)分析的样品用量。

为了确保同位素检测结果的准确、可靠，待测样品应有足够的代表性和纯度。

在稳定同位素分析中，样品的用量大多为几毫克至几十毫克(包裹体同位素分析的样品除外)。目前所使用的 Finnigan－MAT251、252 型或其他型号的气体同位素质谱仪的检测下限用气量为 8μL/L 大气压(即 8μL STP)，因此，对于常规的地质样品来说，这一要求并不难达到，具体的用量可根据表 2—5 中所列内容进行计算。

表 2—5　不同矿物的 O_2、CO_2、H_2 及 SO_2 的理论产气量(μmL/mg)

矿　物	分子式	分子量	氧 生成 CO_2	氢 生成 H_2	硫 生成 SO_2
粘土					
高岭石	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$	516.3	17.43	7.75	
伊利石	$K_{1.25}Al_4(Si_{6.75}Al_{1.25}O_{20})(OH)_4$	767.88	15.63	2.60	
石　英	SiO_2	60.1	16.65		
石　膏	$CaSO_4 2H_2O$	172.17 (H_2O 晶体) 5.81	17.42	11.62	5.81
碳酸盐					
方解石、霰石	$CaCO_3$	100.09	9.99		
菱镁矿	$MgCO_3$	84.33	11.85		
白云石	$CaMg(CO_3)_2$	184.42	10.82		
菱锶矿	$SrCO_3$	147.64	6.77		
水	H_2O	18.02	27.75	55.49	

产气率的常规方程：

$$\text{氧(生成 } CO_2\text{)}:\frac{1000\left(\text{分子式中氧原子数}\times\frac{1}{2}\right)}{\text{分子量}}$$

$$\text{碳酸盐的 } CO_2 \text{ 生成量}:\frac{1000\left(\text{分子或中氧原子数}\times\frac{1}{2}\right)}{\text{分子量}}$$

$$\text{氢(生成 } H_2\text{)}:\frac{1000\left(\text{分子式中氢原子数}\times\frac{1}{2}\right)}{\text{分子量}}$$

$$\text{硫化物(生成 } SO_2\text{)}:\frac{1000(\text{分子式中的硫原子数})}{\text{分子式}}$$

当碳酸盐样品用量从20mg降至1mg,甚至更少时,就须特别注意用量降低时分析的本底空白,也就是说,分析管线的去气就特别重要。

2)分析技术简介

(1)实验室内主要的分析步骤:

①前期处理。标准的纯碳酸盐样品用量为5～15mg,虽然这是目前质谱仪检测灵敏度的下限要求,但若谨慎操作,毫克级以下的样品亦可进行常规分析。

②制备。将样品内所含元素定量转化为气体,以备送质谱仪检测;以真空分馏方法纯化气体。

③检测。以一种实验室标准物质的同位素组成为基准,用质谱法检测气体的同位素组成;根据相关的国际标准,计算样品的同位素组成(各个不同实验室所采用的同位素标准是依据国际标准而确定的)。

④分析精度。取决于多种因素,包括样品的不均一性、样品的制备过程与质谱检测过程。可以用不同的方式来表达分析精度。在大多数情况下,只引用质谱分析过程的误差,即碳为±0.1‰,氧为±0.2‰,硫为±0.2‰,氩为±0.3‰。然而,这并不能真正地反映总体误差,因为大多数误差是由样品的非均一性和制备所引起的。一种更常用的表示精度的方式是检测中的重复性,即分析人员从相同的样品的不同次分析中获得相同结果的能力。比如,一个样品的同位素分析结果为$\delta^{18}O=+18.4\pm0.2‰(2\sigma)$。第二个数值是分析精度为根据平均结果而得出的两个标准偏差(2σ)。这是分析人员估算的一种结果,这项分析结果应该是重现的,分析人员应有95%的把握,将重复分析的结果保持在18.2‰与18.6‰之间。典型的2σ重复性应为:CO_2和SO_2为±0.1‰,H_2为±1‰。

应该通过连续分析一种已知同位素组成的标准物质来监测分析的准确度。然而,即使完成了准确的样品分析,也必须记住,这些分析结果仅仅是所分析物质的平均表达式。

(2)碳酸盐中碳、氧同位素分析方法:

①McCrea法

目前进行碳酸盐碳、氧同位素分析的方法是在1950年美国学者McCrea发明的方法基础上延用、发展而来的。其原理为,在真空恒温(25℃)条件下,用100%的磷酸溶液及应生成的CO_2气体测定碳、氧同位素组成,其同位素组成表达如下:

$$\delta^{18}O(‰)=\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品}-(^{18}O/^{16}O)_{标准}}{(^{18}O/^{16}O)_{标准}}\times1000 \tag{2—1}$$

$$\delta^{13}C(‰)=\frac{(^{13}C/^{12}C)_{样品}-(^{13}C/^{12}C)_{标准}}{(^{13}C/^{12}C)_{标准}}\times1000 \tag{2—2}$$

在进行同位素地层学研究时,$\delta^{18}O$与$\delta^{13}C$值都采用PDB标准。

碳酸盐与磷酸的反应实质上是一系列化学反应的总和,至少包含以下3个步骤:

$$CaCO_3+H_3PO_4\longrightarrow CaHPO_4+H_2CO_3 \tag{2—3}$$

$$H_2CO_3\longrightarrow H_2O+CO_2(液相) \tag{2—4}$$

$$CO_2(液相)\longrightarrow CO_2(气相) \tag{2—5}$$

反应的动力学过程可能由CO_2(在气、液相)的扩散速度所控制。

磷酸与碳酸盐反应速度的快慢与矿物颗粒大小及反应时间、起始温度有着明显的关系。所以，为了获得可靠的分析数据，应当尽可能地保持实验条件的一致，并尽量使反应完全、彻底。

McCrea分析法这是一种适合于常量样品(碳酸盐含量为5～25mg)的分析方法，对于砂岩、泥岩等含$CaCO_3$量较少的样品，可增加至200mg或更多。对于反应速度较慢的矿物，如白云岩、菱铁矿、菱镁矿、铁白云石等，也可以采用此方法，但应适当地提高反应温度至50℃或75℃，或者延长反应时间(表2—6)。

表2—6　一些碳酸盐的反应温度与反应时间(粒径约200目)

碳酸盐矿物	反应起始温度	反应所需时间
方解石	25.0±0.1	4h
石灰岩	25.0±0.1	1d
白云岩	25.0±0.1	3d
	50.0±0.1	1d
	75.0±0.1	16h
菱铁矿	25.0±0.1	45d
	50.0±0.1	4d
	75.0±0.2	1d

该方法的实验装置如图2—3所示。

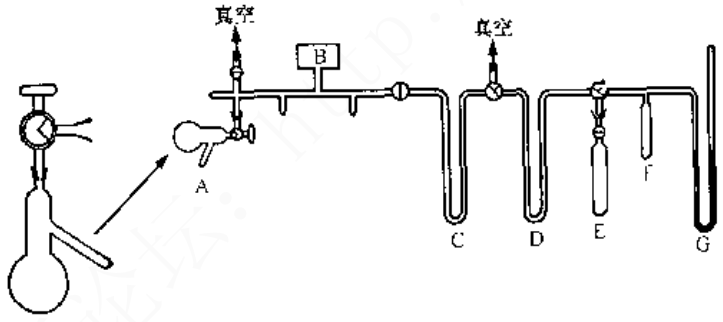


图2—3　McCrea方法的实验装置示意图

(据McCrea 1950修改)

A—样品反应管；B—真空规管；C,D—冷阱；

E—气样收集管；F—冷指；G—水银压力计

磷酸配制的技术要求：

将化学纯(85%)的零售磷酸(相对密度为1.55)倒入广口瓶中，缓缓加入五氧化二磷并积极搅拌。该反应为放热反应，故应在通风柜内进行。当溶液相对密度达到1.85时，即配制成100%的正磷酸。

磷酸的浓度越高，抽真空的时间就可相应地缩短。当磷酸浓度达到100%时，在气温较低的环境中(20℃以下)，可能会凝成或结晶的固态，此时，用热吹风机适当加热即可化解，对同位素分析无不良影响。

②Shackleton方法及技术要求

这是一种适用于微量碳酸钙样品同位素分析的方法(样品量不超过0.1mg)，主要用于有孔虫壳体、钙质超微化石、储层胶结物等样品。原理与McCrea方法相同，但操作有所改变。反应起始温度为50℃(图2—4)。

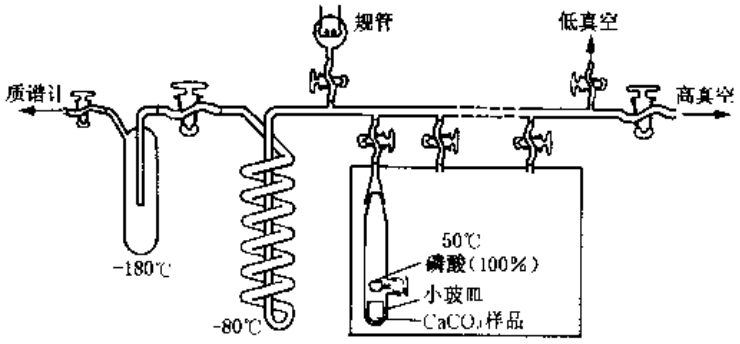


图 2—4 Shackleton 同位素分析法实验装置示意图

在整个实验反应过程中，反应器须与酒精＋液氮及液氮冷阱相联通，使得反应过程中放出的 CO_2 气体能立即净化后并被冷冻封存于液氮冷阱中，避免二氧化碳与反应中同时放出的水分子接触，这是保证分析精度的关键。

生物壳体(尤其是时代较新的)碳酸钙表面可能含残存有机物，这可能会干扰质谱仪的测量精度。因此，应设法用高温真空或者其他非化学方法除去有机物。

(3)硫化物的硫同位素分析方法。

天然物质中硫同位素组成用的表示方法为：

$$\delta^{34}S(‰)=\frac{(^{34}S/^{32}S)_{样品}-(^{34}S/^{32}S)_{标准}}{(^{33}S/^{32}S)_{标准}}\times 1000 \qquad (2—6)$$

采用 Canyon Diablo 铁陨石中的陨硫铁(CDT)做为标准物质。

进行天然硫化物的硫同位素分析时，一般是将样品中的硫化物转化为二氧化硫，然后进行同位素分析。硫化物的同位素分析有直接氧化法与氟法两种，对于与油气勘探有关的分析，多采用前一种方法。

直接氧化法是直接用氧化剂作用生成二氧化硫的一种实验方法：

$$MeS+O_2 \xrightarrow{约\ 1350℃} Me+SO_2 \qquad (2—7)$$

$$MeS+2CuO \xrightarrow{约\ 1000℃} Me+SO_2 \qquad (2—8)$$

$$CdS+3V_2O_5 \xrightarrow{约\ 600℃} CdO+3V_2O_4+O_2 \qquad (2—9)$$

$$3FeS_2+16PbO \xrightarrow{约\ 850℃} F_3O_4+16Pb+6SO_2 \qquad (2—10)$$

即对于不同的硫化物应选用不同的氧化剂。O_2、CuO、V_2O_5、PbO 为不同的氧化剂。

在上述反应中，除氧气之外，最常用的固体氧化剂为 CuO 和 Cu_2O，虽然 CuO 的使用更为普遍，尤其是在我国不同的实验室中。但若从 SO_3 生成量来看，Cu_2O 的优越性更为明显一些。

不同硫化物与 CuO 作用的温度，硫化物与 CuO 的比例以及反应时间等都有所差别。如与油气勘探有关的黄铁矿与 CuO 的混合比例应为 1:8，反应温度为 1100℃。具体操作时，应仔细查清所需的反应条件。实验装置如图 2—5 所示。

(4)Kiba 试剂分析法。

Kiba 试剂(又称 Sn(Ⅱ)—H_3PO_4 溶液)分析法是进行硫同位素分析前的萃取处理方法。Kiba 试剂为一种强还原剂，反应式为：

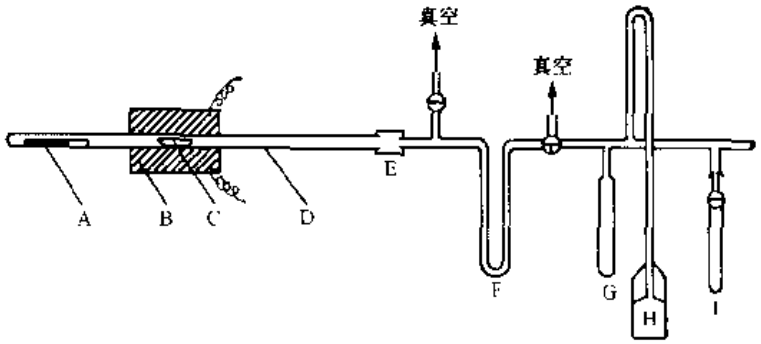


图 2—5　氧化铜(氧化亚铜)分解硫化物的实验装置示意图

A—小铁块;B—加热电炉;C—磁燃烧;D—石英燃料管;
E—金属过渡接头;F—冷阱;G—冷指;H—压力计;I—气样管

$$SO_4^{2-} + 4S^{2+}n + 10H^+ \longrightarrow H_2S + 4S^{4+}n + 4H_2O \qquad (2—11)$$

Kiba 试剂的使用,使得从以沉积岩中萃取微量硫化物并进行同位素分析成为可能(图 2—6)。

H_2S 气体在 120℃左右开始析出,气体经过蒸馏水洗涤,除去氯气,在 $Cd(HCOO)_2$—HCOOH 溶液中以 CdS 的形式沉淀出来。在含有 CdS 的溶液中加入 0.1mL 的 $AgNO_3$ 溶液共煮沸数分钟,过滤 Ag_2S 沉淀并进行烘干处理。

用 Kiba 试剂不但能把硫酸盐还原为硫化物,而且可以把散布在岩石中微量沥青质与干酪根分离出来。

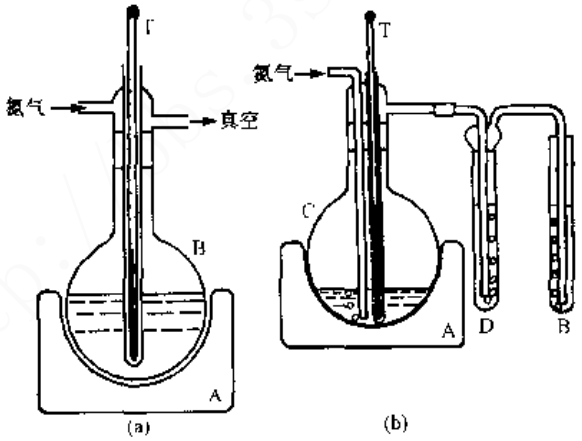


图 2—6　Kiba 试剂萃取沉积岩中硫化物装置示意图

(据 A.Sasaki,1979)

(a)试剂配制装置;(b)提取装置

A—加热套;B—烧瓶(500mL);
C—烧瓶(300mL);D—氯气吸收瓶;
E—吸收瓶;T—温度计

2. 质谱仪工作原理

1)工作原理

气体同位素质谱仪是利用离子光学和电磁学原理,按照负荷比进行分离,从而测定气体样品的同位素质量和相对含量的科学分析仪器。这种仪器实质上测量的是质量与其所带电荷的比值,即 M/e。测量方法是离子光学方法。质谱分析可归纳为以下步骤:

(1)将被检测的气体样品送入离子源。

(2)把被分析的元素转变为电荷为 e 的阳离子。应用纵电场将离子束准直成为一定能量的平行离子束。

(3)利用电磁分析器将离子束分解成为不同 M/e 值的组分。

(4)记录并检测离子束每一组分的强度,如图 2—7 所示。

2)氧同位素的质谱分析原理

进行氧同位素丰度和同位素比值测定时,所使用的检测气体可以是氧气,也可以是含氧的简单化合物,比如 CO 或 CO_2。由于两者的物理和化学性质有所差别,所以使用时各有优点和缺点。

用氧气检测的优点:

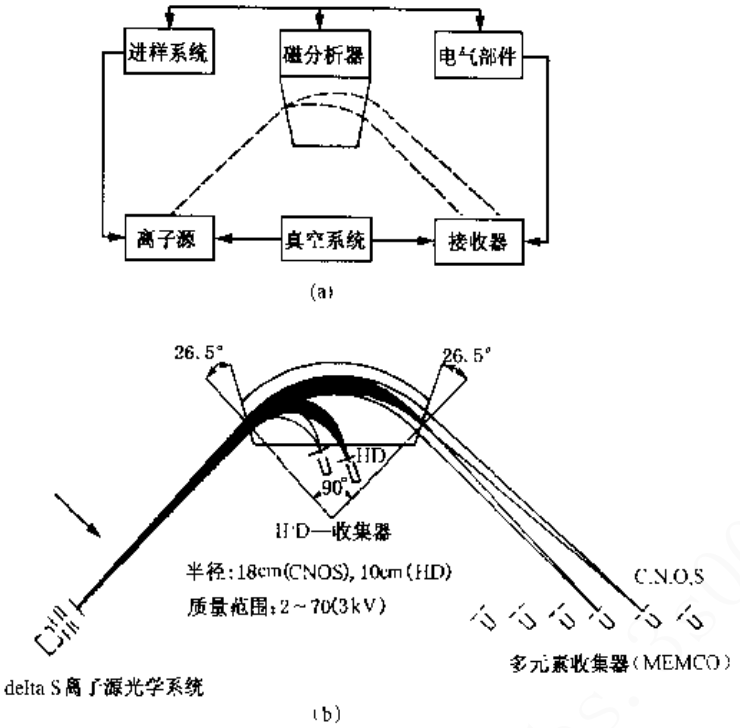


图 2—7　质谱仪工作原理简图

(a)质谱仪工作简图;(b)离子光源光学系统简图

(1)不需要任何转换,可直接送入质谱仪测定,从而可以避免由于转换所带来的误差。

(2)计算 δ 值时不必进行^{13}C 校正。

(3)可以检测^{17}O 的含量。

用氧气检测的缺点为:

(1)由于氧的电离电位较高,因而电离效果低,从而会使质谱仪对氧的灵敏度降低。

(2)由于空气中大量存在氧分子,会造成制样与质谱检测中产生较大的本底;而且,自然界中与氧元素相同负荷比的杂质较多,这些杂质的离子流将会汇入氧同位素的离子流,进而造成检测结果的误差。

(3)氧属于较为活泼的元素,当其与别的易氧化的物质相互作用时,会产生同位素分馏,也会造成氧同位素比值的变化。

(4)活泼性较强的氧会将质谱仪的金属部件氧化。比如,氧化会使灯丝的寿命缩短,离子源光学系统电极表面的氧化会导致系统性能变差。

(5)氧的温度系数较大,当温度变化时,氧的离子流强度改变就大。

(6)氧具有较强的记忆效应,因此可产生较强的干扰。

用 CO_2 检测的优点:

(1)没有像 O_2 的那些严重缺陷。

(2)易满足粘滞流。

(3)用液氮可以纯化 CO_2,同时可以消除其他杂质。

用 CO_2 检测的缺点在于:

(1)某些化学试剂,如乙醚、丙酮、酒精和碳氢溶剂等产生的碎片峰,有的负荷比与 CO_2 的相同。因此,样品加工、试管清洗时若使用了这类化学药品,就可能会干扰 CO_2 的测定。

(2)测量结果需作^{15}C 的校正。

(3)需要经过 O_2 转化为 CO_2 的程序。

目前几乎所有的实验室都用 CO_2 作氧同位素比值测定。只是在极少数情况下，如需要测量 ^{17}O 时，才用 O_2 作质谱检测。

用 CO_2 做氧同位素质谱测定时，通常测定质量数为 46 的离子流，并与质量数 44、45 的离子流作对比。这时一个接收器接收质量为 44 和 45 的离子流、其比值为：

$$R_{46}=\frac{^{12}C\,^{16}O\,^{18}O+^{13}C\,^{16}O\,^{16}O+^{12}C\,^{17}O\,^{17}O}{^{12}C\,^{16}O\,^{16}O+^{13}C\,^{16}O\,^{16}O+^{12}C\,^{16}O\,^{17}O} \tag{2—12}$$

但是，在质量为46的离子中，不仅含有（$^{12}C^{18}O^{16}O$）离子，还含有（$^{13}C^{17}O^{16}O$）和（$^{12}C\,^{17}O\,^{17}O$）离子，因此，需要对这些离子流的叠加影响作修正，才能得到正确的 $\delta^{18}O$ 值。Craig (1957)经过一系列推导之后，得出结论：对于具备三个接收器的质谱仪来说，就无需作校正，仅对 46 离子的叠加影响作修正就可以了，其近似的修正方程为：

$$\delta^{18}O\approx\delta_{46}-\frac{S_{17}S_{45}}{S_{18}}\delta_{46} \tag{2—13}$$

式中：S_{17}为标准样的$^{17}O/^{16}O$ 比值；S_{18}为标准样$^{18}O/^{16}O$ 的比值；S_{45}为标准样的 45/44 比值。

3)碳同位素的质谱分析

碳稳定同位素$^{13}C/^{12}C$ 比值的质谱分析全部都采用 CO_2 做工作气体。因此待测的所有含碳物质都必须通过相应的制备技术转变为 CO_2。

用 CO_2 作碳同位素质谱测定时，是测量质量数为 45 和 44 的离子强度，其比值为：

$$R_{45}=\frac{^{13}C\,^{16}O\,^{16}O+^{12}C\,^{16}O\,^{17}O}{^{12}C\,^{16}O\,^{16}O}=\frac{^{13}C\,^{16}O\,^{16}O}{^{12}C\,^{16}O\,^{16}O}+\frac{^{12}C\,^{16}O\,^{17}O}{^{12}C\,^{16}O\,^{16}O} \tag{2—14}$$

Craig(1957)还导出了如下校正方程：

$$\delta^{13}C=\delta_{45m}\left[\frac{R_{45(S)}}{R_{13(S)}}\right]-\left[\frac{R_{17(S)}}{R_{13(S)}}\right]\delta^{18}O \tag{2—15}$$

或

$$\delta^{13}C=\frac{R_{45(X)}-R_{45(S)}}{R_{13(S)}}-\left[\frac{R_{17(S)}}{R_{13(S)}}\right]\delta^{18}O \tag{2—16}$$

式中，注脚 X 与 S 分别代表待测样品和标准样品，$\delta^{13}C$ 与 δ_{45m}分别为样品相对于标准样的同位素组成。δ_{45m}可用样品和标准样测定的质量数 45 和 44 离子流强度的比值来表示，即 $\left[\frac{R_{45(X)}-R_{45(S)}}{R_{45(S)}}\right]$；$\delta^{18}O$ 是在有机质制样时所用的钢瓶氧的同位素组成。

4)硫同位素的质谱分析

在进行硫同位素质谱分析时，需将含硫样品转换成 SO_2。在电子轰击下，SO_2 产生的离子种类如表 2—7 所示。

表 2—7　SO_2 的离子类型

M/e	离子类型
64	$(^{32}S\,^{16}O\,^{16}O)^+$
65	$(^{32}S\,^{16}O\,^{17}O)^+$，$(^{32}S\,^{17}O\,^{17}O)^+$
66	$(^{33}S\,^{16}O\,^{17}O)^+$，$(^{32}S\,^{17}O\,^{17}O)^+$
	$(^{32}S\,^{16}O\,^{18}O)^+$，$(^{34}S\,^{16}O\,^{16}O)^+$

由于^{33}S和^{17}O的天然丰度很小(分别为0.75%与0.04%),所以质量为65的离子流影响很小,可以忽略。因此,实际测量的是质量为64和66的离子流,但依然需要对66离子中的[$^{34}S\,^{16}O\,^{16}O$]、[$^{33}S\,^{16}O\,^{17}O$]、[$^{32}S\,^{16}O\,^{18}O$]和[$^{32}S\,^{16}O\,^{17}O$]的叠加影响进行修正。其近似的修正方程为(据Macnamara,1953):

$$\delta S_{样}=\frac{\dfrac{(66)_{样}}{(64)_{样}}-\dfrac{(66)_{标}}{(64)_{标}}}{\dfrac{(66)_{标}}{(64)_{标}}}\times\gamma\times 1000 \qquad (2—17)$$

$$\gamma=\frac{[(^{34}S/^{32}S)_{标}+2(^{18}O/^{16}O)]}{(^{34}S/^{32}S)_{标}} \qquad (2—18)$$

需要指出的是,上述计算方程、修正方程均已编制完毕,成为质谱仪工作控制的计算机软件。当待测气体CO_2、SO_2进入质谱仪并满足检测条件时,对$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$及$\delta^{34}S$值的检测与计算就会自动进行。

三、常用的稳定同位素地层学研究方法

1. 稳定同位素地层学研究方法

稳定同位素地层学在进行地层的划分与对比研究时,应与生物地层学研究密切相配合。从理论上讲,岩石内碳酸盐的$\delta^{13}C$与$\delta^{18}O$值的正、负向波动与海水、湖泊水体环境、古生态、古气候发生重大变化密切相关,而这些改变又往往是导致生物大绝灭的主要原因,所以氧、碳同位素地层曲线之间就存在着必然的联系,而且,同位素地层曲线与生物地层学分界线之间也存在着相当密切的关系(参见图2—8)。

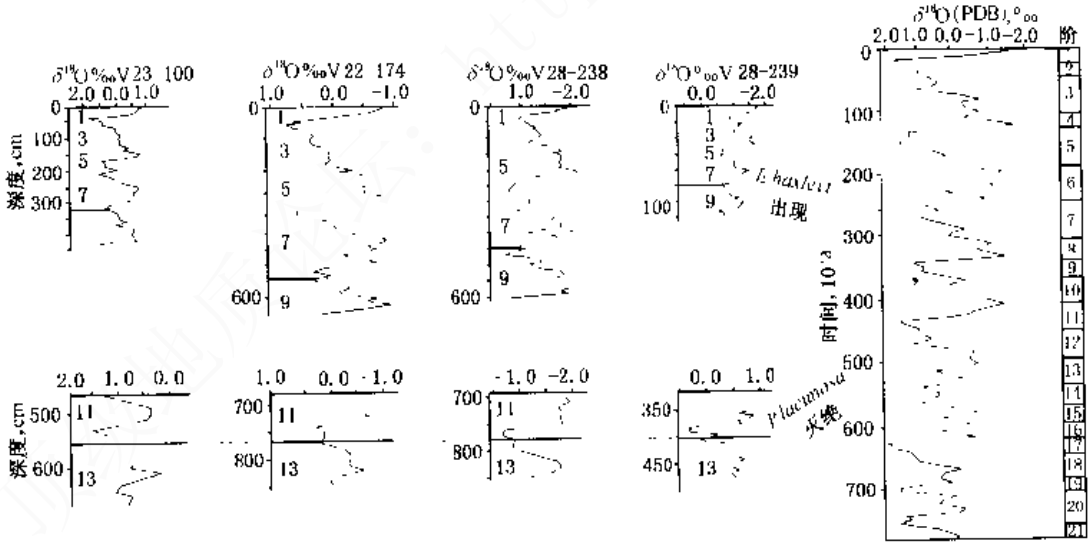


图2—8 稳定同位素地层曲线与生物地层分布的关系示意

根据大西洋(V23—100,V22 -174)及太平洋(V28—238,V28- -239)钻孔资料编绘,右侧柱子的编号为氧同位素组成的分段,钙质超微化石*Emiliania huxleyi*出现在同位素曲线的第8分段的中部;*Pseudoemiliania lacunosa*出现在第12与13分段交界附近(据Thierstein等,1977;Williams,1984等资料编绘)

虽然稳定同位素地层学与生物地层学研究的结合历史相对还不长,但大量的研究成果已经表明,氧、碳同位素地层波动曲线与生物地层学分界的配合研究,将会使生物地层学与岩石地层学的划分与对比结果更加精确。而且,这种划分与对比在古老地层分析中也表现得十分明显(图2—9)。

与传统的古生物地层学研究方法不同，在进行稳定同位素地层学研究时，可将分析获得的岩石中 $\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 或 $\delta^{34}S$ 值按照采样顺序标绘于地层剖面上，即可得出地层中的稳定同位素波动曲线。研究实践表明，这类曲线大多具有下列特征：

(1)这种同位素组成的地层波动曲线表征着地层中同位素组成的波动特点、地质事件和同位素组成的循环。

(2)在某些特定的层位或(钻井深度)或时间域，可能会有特殊的 $\delta^{18}O$ 与 $\delta^{13}C$ 值被记录下来。

(3)在同位素记录中，可能出现一些特殊的波动(往往是不重复式的波动)。

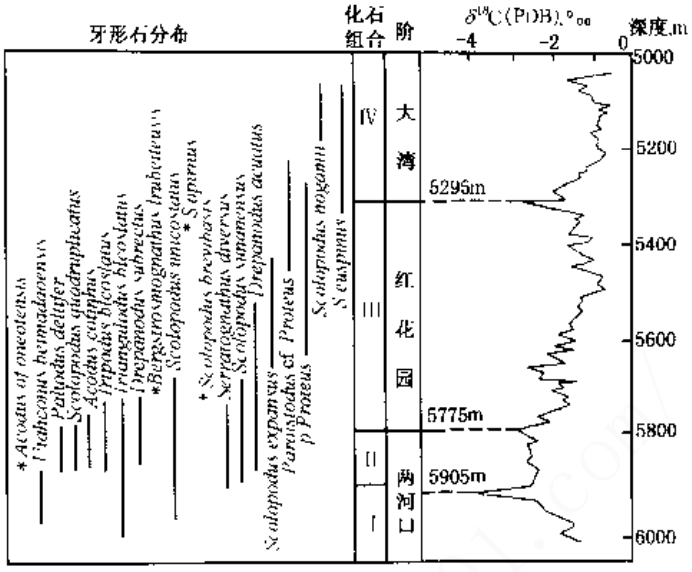


图 2—9　塔里木盆地轮南地区奥陶系牙形石化石带与稳定同位素地层曲线的对应关系

(4)这些同位素组成的波动幅度，在地层中的发展趋势、循环以及事件是地质时代的函数。

(5)同位素组成在地层中的波动是有方向性的(或负向或正向)。

这种稳定同位素组成的地层曲线可以有多种分段形式(图 2—10)。根据不同钻井、不同区域地层中的同位素曲线分段，可以进行地层的划分与对比，了解地质事件的波及范围。

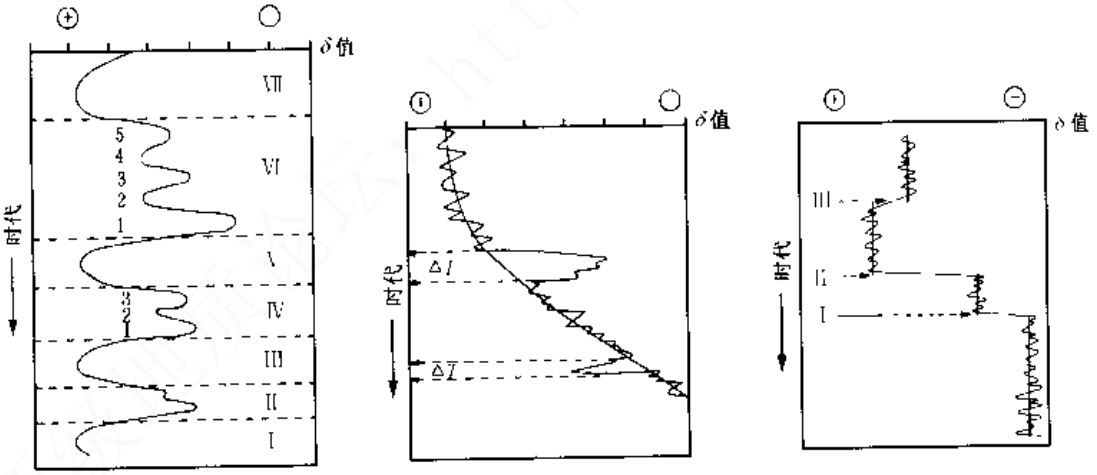


图 2—10　几种稳定同位素地层曲线的分段形式

目前在地层学研究及油气勘探中运用得较为成熟的稳定同位素地层学方法大致有氧同位素地层学、碳同位素地层学、硫同位素地层学、锶同位素地层学四种。

2. 氧同位素地层学

Emiliani(1966)在研究加勒比海和北大西洋第四纪深海沉积物内有孔虫壳体的同位素组成时，发现其 $\delta^{18}O$ 值呈规律性变化。然后，他根据这些规律性，试探性地把深海沉积地层划分为若干个阶段。随后，Shackleton 等(1976)、Cita 等(1977)学者进行了大量的研究，证实了这种规律性。这门学科逐渐成为地层学研究的重要组成部分。

1)研究方法与应用范围

氧同位素地层学的研究方法与其他同位素地层学的研究方法相同。分析对象可以是钙质超微化石、有孔虫壳体，也可以是碳酸盐岩的全岩(参见图2—11)。

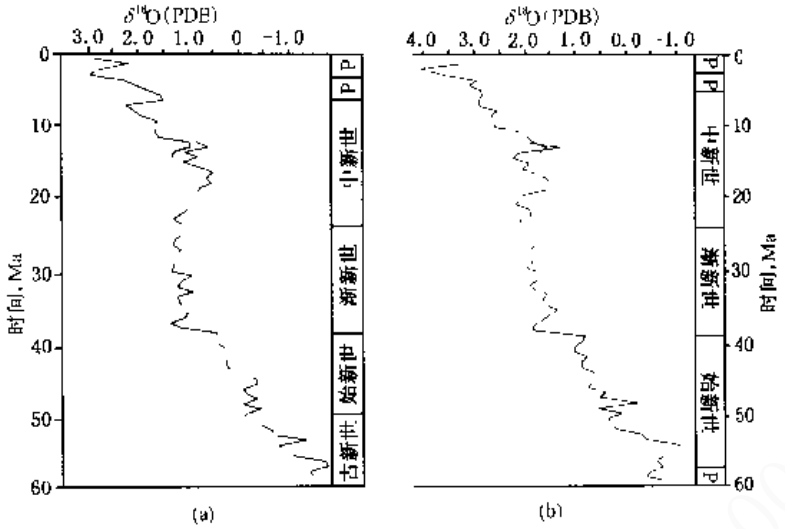


图2—11 根据南太平洋深海钻探(DSDP)第277、279A与284钻孔中浮游有孔虫(a)与底栖有孔虫(b)壳体所做出的第三系氧同位素地层曲线(据Shackleton与Kennett，1975年资料编绘)

从图中可以清楚地看出，采用浮游与底栖有孔虫壳体做出的地层$\delta^{18}O$值曲线十分相似，只是相互之间的波动幅度略有差异，这是表面与底部水温差异所造成的，利用这种波动的相似性，可以进行地层的划分与对比，而且可以推测地质历史中冰期的影响范围、程度，以及大致的时间。

对于钙质生物壳体而言，考虑到可能发生的成岩作用的影响，目前国内外的研究范围仅限于中—新生代地层，尤其是对新生代地层的划分与对比的精度更高；而若采用碳酸盐岩全岩进行分析，则研究范围可延至中—古生代地层。

2)地质应用

经过近30年的摸索、发展与完善，氧同位素地层学研究已有大量的应用实例论文发表。图2—12为根据DSDP项目中不同海域钻孔中有孔虫壳体、钙质超微化石所做出的更新统氧同位素组成地层波动曲线及各海区之间的详细、精确的对比。

在图2—13中，根据不同海区的底栖有孔虫壳体氧同位素组成地层曲线、古地磁分析结果以及浮游有孔虫与钙质超微化石分带做出了详细的综合地层柱状图。图中的氧同位素记录可以分为：①几段较长的波动区间(如在下—中中新统交界处到上中新统处的较为偏正的$\delta^{18}O$值区间)；②许多较短的同位素波动事件，其波动幅度大于或等于0.5‰，地层跨越时间相当或少于100000年。

3. 碳同位素地层学

碳同位素地层学研究与海相碳酸盐岩的碳、氧同位素研究密切相关。早在20世纪50～60年代初期，一些学者(Craig，1953；Jeffery等，1955；Compston，1960；Degens与Epstein，1962；等)就致力于世界各地不同地质时代的海相碳酸盐岩的碳同位素分析并探讨其与地质年代的关系。但直到1973年，前苏联学者Буцигэе才提出，海相碳酸盐岩的碳同位素组成的变化可以成为划分地层的标志，从而首次把碳同位素分析与地层学结合起来了。

碳同位素地层学发展至今，已成为稳定同位素地层学研究中最活跃，进展最迅速，涉及地域和地层层位最为广泛，极为引人注目的一项地层学研究方法。

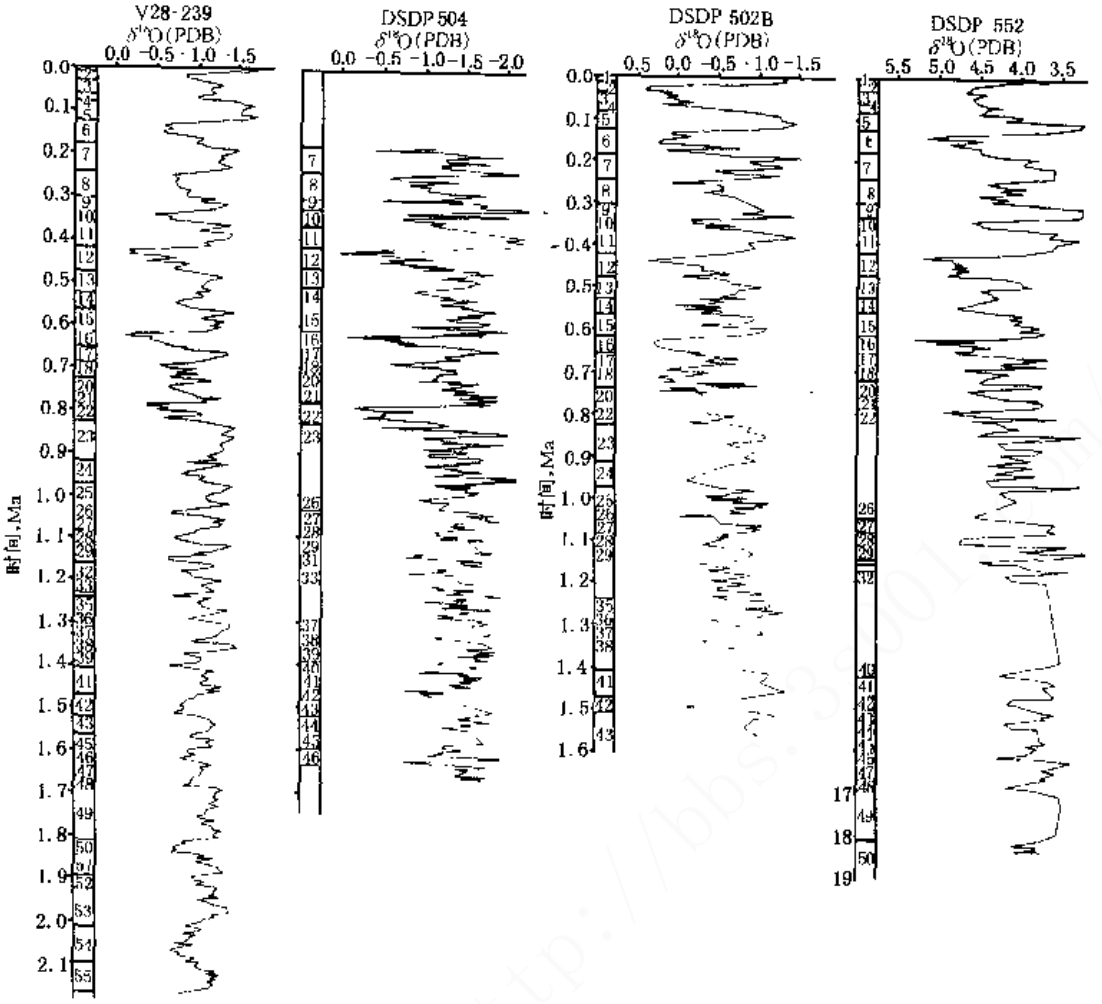


图 2—12　太平洋(C－28－239,504 钻孔),加勒比海(502B 站点)和北大西洋(552 站点)之间精细的氧同位素组成地层记录、阶段划分以及精确对比(据 Williams 与 Trainor 等人的资料绘制,1986)

1)研究方法与应用范围

碳同位素地层学的主要研究内容曾经主要集中于了解海相碳酸盐的碳同位素组成在地层剖面上的变化情况,尤其是在大的地层单元分界线附近的变化情况,如渐新统/始新统、始新统/古新统、第三系/白垩系、三叠系/二叠系、泥盆系内部的弗拉阶/法门阶、寒武系/前寒武系的分界线处等。但近期在无化石或化石较少的油气探井地层学研究中也得到了越来越广泛的应用。

除了新生代的有孔虫壳体与钙质超微化石之外,碳同位素组成因具有受成岩作用影响较小的特点而被广泛地应用于中生代和古生代的海相碳酸盐岩地层学研究之中,且多采用全岩样品进行同位素分析。

在进行稳定同位素地层学研究时,由于单纯的稳定同位素地层曲线并不具备"时间"的概念,所以应先从古生物地层工作进行得较为详细的层段处开始,得出特征明显的碳同位素地层曲线以后即可向无化石或新探井地层扩展,进而获得高精度的地层划分与对比结果。塔里木油气区在勘探初期,就应用于这种方法,获得了高精度的地层对比结果(见图 2—14)。

值得一提的是,湖泊中的浮游生物(包括浮游动物与浮游植物)体内含有丰富的^{12}C,它们的大量绝灭与兴盛可以使湖相沉积物内的有机碳 $\delta^{13}C$ 值发生变化(而这种变化大多与气候波动和生态变化有关),比如,当温度升高时,湖水中的浮游生物生长速度加快,在它们进行光合

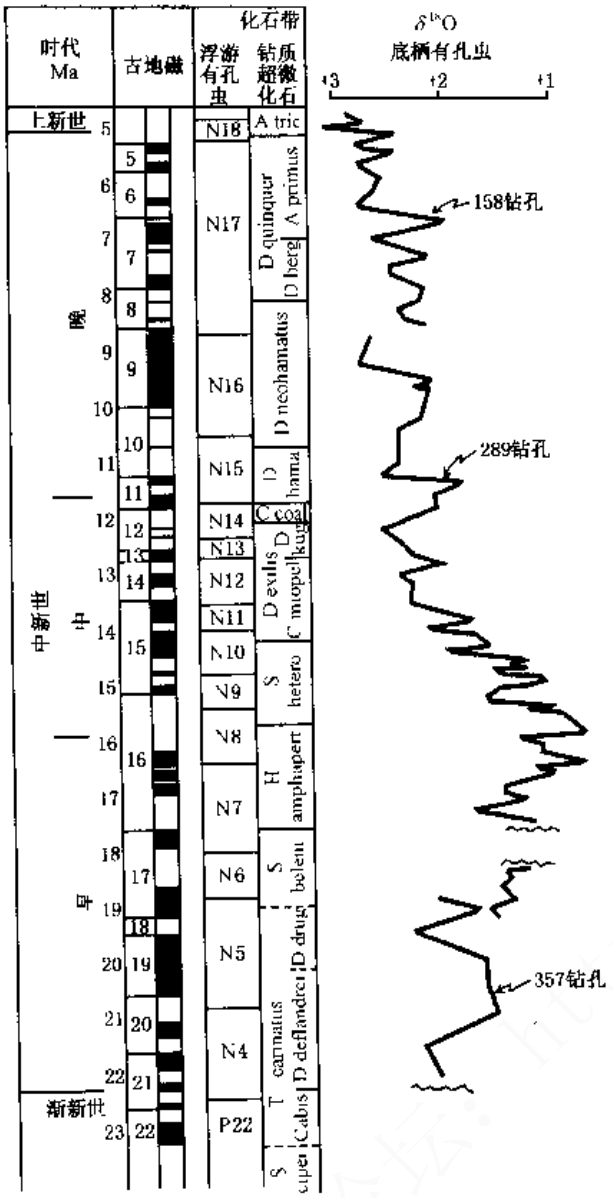


图 2—13　根据 DSDP 第 357、289 和 158 钻孔中底栖有孔虫壳体所获得的中新世 $\delta^{18}O$ 值记录，以及古地磁、浮游有孔虫与钙质超微化石带所做出的综合地层柱状图（据 Barron 与 Keller 1982 年资料绘制）

作用时，CO_2 因为大量地、快速地被消耗，分馏效果相对减弱，有机物中的 ^{13}C 含量就相对增加；在水体温度较低时，浮游生物内体的 ^{13}C 含量就相对减少。因此，在碳酸盐岩缺乏的湖相沉积地层中，甚至浅海相沉积层中，也可以用有机碳的 $\delta^{13}C$ 值地层波动曲线进行整个盆地内，甚至盆地之间的地层划分与对比研究。

2）碳、氧同位素地层曲线的配合应用

在实践中，采用钙质生物壳体和全岩样品进行稳定同位素地层学研究时，用氧、碳同位素地层波动曲线配合解释，将会使地层学研究的结果更为客观、精确。

在一些地层单元分界处，往往可能会发生氧、碳同位素地层曲线几乎同时波动的现象，因为这两种同位素组成波动，是古气候、古生态环境、生物量发生重大变化的反映。在图 2—15 中，北大西洋海域内第三系的上新统/中新统地层界线处，$\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 值发生了约 0.5‰的同步波动，表明了同位素记录的完整性与地层学研究中的实用性。

除了地层学意义之外，岩石中碳、氧同位素组成的配合使用，还可以为了解古生态和古环境变迁提供十分重要的信息。比如，在我国塔里木油气区典型的浅水台地相柯坪剖面（见图 2—14）与盆地深水相库鲁克塔格剖面上，碳酸盐岩内的氧、碳同位素组成在中—上奥陶统都发生了明显的正向偏移现象（图 2—16）。而且，这种正向偏移现象在用保存完好的腕足物壳体做出的碳、氧同位素地层曲线上也有明显的反映（图 2—17）。

造成这种 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 值正向波动的原因就在于奥陶纪中—晚期出现的一次明显的大陆冰川活动（P.J.Brenchley 等，1994 等），而且主要集中在冈瓦纳超极大陆上。这次冰川事件在我国塔里木海区与华南海区的碳酸盐岩地层中都留下了明显的记录，而且在浅水台地相沉积中表现得更为明显，这是由于浅水台地相区的海水温度更易受到冰川活动的影响。塔里木盆地奥陶系 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 值波动早于其他大陆的，可能与当时的古地理位置有关。

地史中的这种碳、氧同位素组成的大幅度波动，可能成为一种极为有潜力的地层学研究工具。比如在一些地层界线处的大幅度 $\delta^{13}C$ 值曲线波动，可以成为远距离、大区域、高精度地层对比的标志（如图 2—18，图 2—19 所示）。

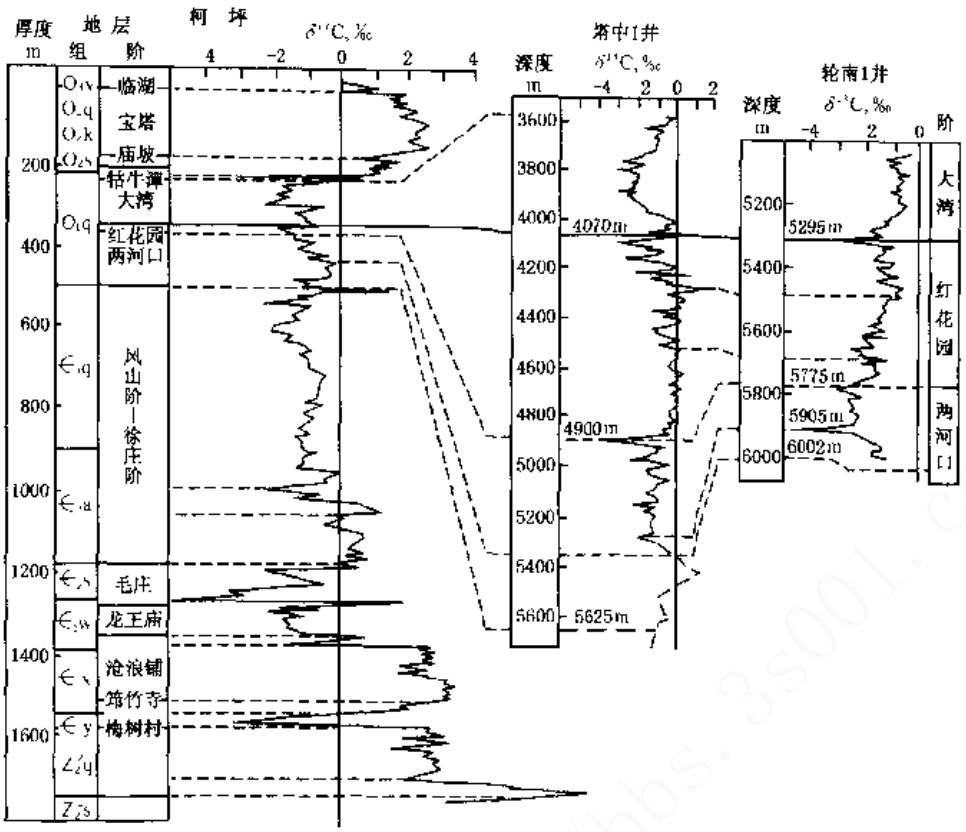


图 2—14　塔里木油气区稳定同位素地层学研究

图中左侧柯坪地表剖面的划分是根据详细的古生物学证据得出的，塔中 1 井与轮南 1 井在勘探初期几乎未见到化石

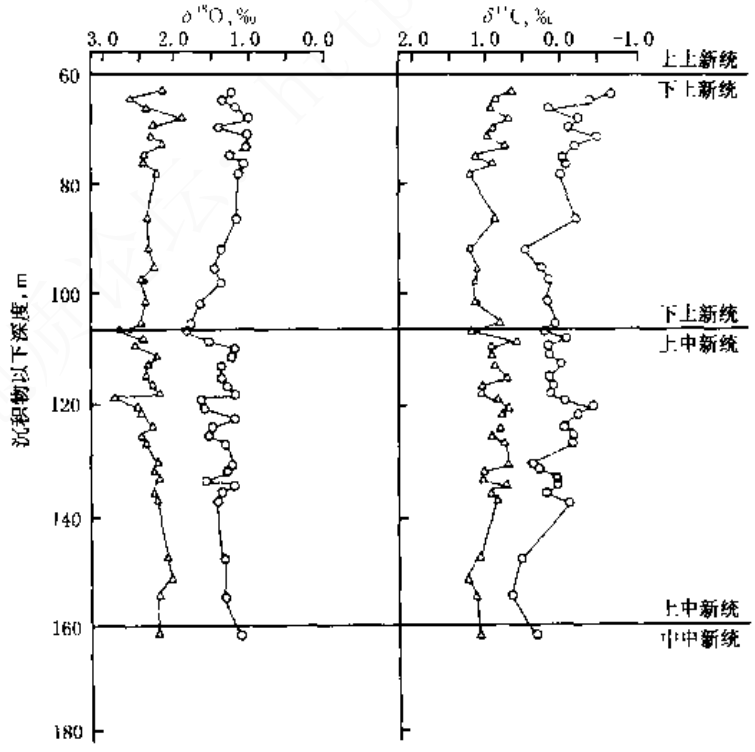


图 2—15　根据 DSDP 项目中北大西洋 552A 钻孔站钻孔中底栖有孔虫(图中 Δ)与浮游有孔虫(图中○)壳体所做出的上新统/中新统界线处的氧、碳同位素地层波动曲线(据 Keigwin,1983)

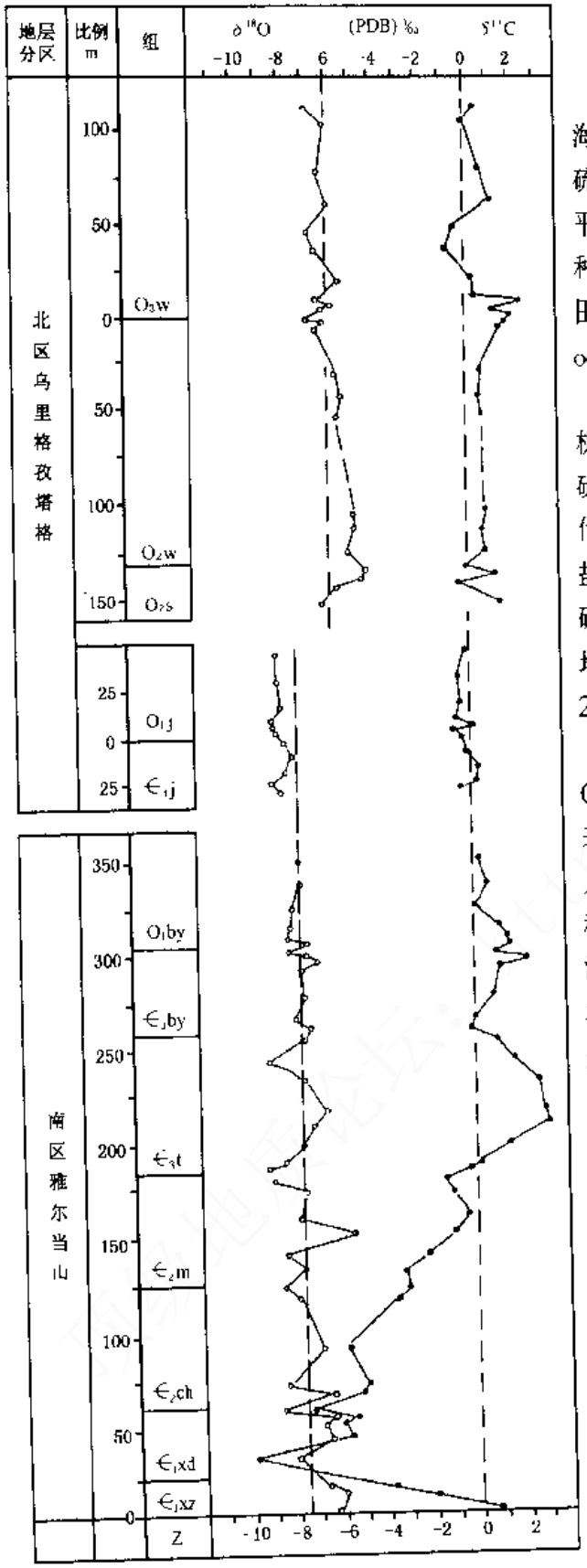


图 2—16 新疆塔里木油气区库鲁克塔格剖面上的中—上奥陶统碳、氧同位素组成的正向波动现象(据王大锐等,1999)

4. 硫同位素地层学

1)研究内容与应用范围

硫酸盐是海洋硫的基本存在形式。近代海洋化学与地球化学研究证明,现代海水中硫酸盐的硫同位素组成非常接近,其 $\delta^{34}S$ 值平均为 +20.0‰,波动区间为 0.7‰。造成这种硫同位素组成均匀分布的原因在于全球范围内海水的快速混合(Ault 与 Kulp,1959;Thode 等,1961;Sakai,1972;等)。

硫同位素地层学的基本内容就是通过分析海相硫酸盐岩(包括海相石膏与硬石膏)的硫同位素组成,了解硫同位素组成在地质年代表上的变化特征,进而确定含有海相硫酸盐地层的时代归属并据此进行地层对比。与碳、氧同位素地层曲线相比,硫同位素组成在地史中的不同时期具有较为明显的特点(图 2—20)。

据国内外学者的研究结果(Kaplan,1966;Claypool 等,1980;陈锦石等,1981,1986;等)表明,单层海相石膏沉积,虽然厚度很大,但其硫同位素 $\delta^{34}S$ 值在走向与倾向上的分布很稳定,其变化范围基本在 1.5‰之内;在一个海相盆地内同一建造中,地质时代相近的海相硫酸盐岩的硫同位素组成是相当稳定的。这一事实为利用海相碳酸盐岩的硫同位素组成进行地层划分与对比提供了基本保障。

2)地质应用

硫同位素地层学发展至今,由于种种原因,在我国利用该方法进行研究的地层与区域还较少。在华南地区发育有较好的三叠系海相沉积的石膏层,以四川盆地内的石膏层最佳。在中三叠统的雷口坡组和下三叠统的嘉陵江组都有多层石膏沉积。

陈锦石(1989)通过对四川盆地内丹棱、峨嵋、泸州、广安、万安和云阳等 9 处 10 个钻孔和两个石膏矿所获得的雷口坡组与嘉陵江组海相石膏层的硫同位素组成分析,发现嘉陵江组上部(嘉三段和嘉四段)和雷口坡组下部(雷一段)的 $\delta^{34}S$ 值十分接近,分布区间为

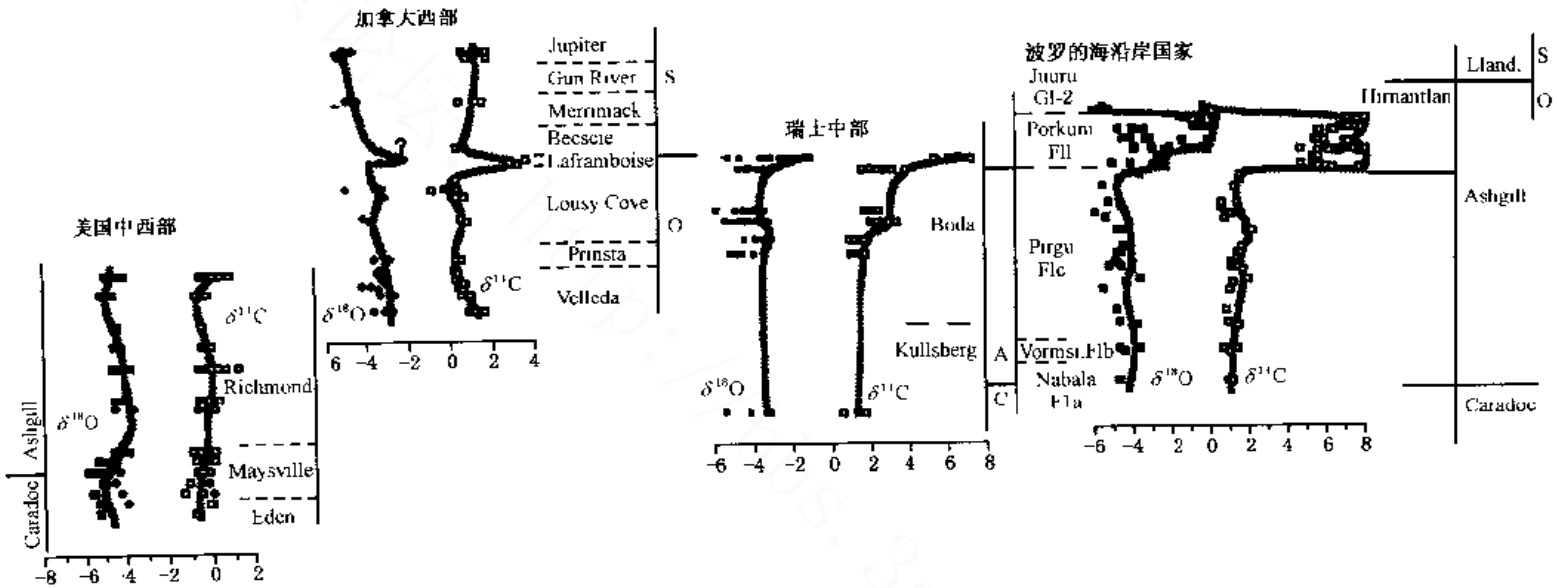


图 2—17　世界不同地区保存完好的腕足动物壳体
内碳、氧同位素组成在奥陶系 Ashgill 阶的正向波动。
图中从左到右为美国中西部的肯塔基州等地，加拿大西部 Anticosti 岛，瑞士中部
和波罗的海沿岸国家（据 P.J.Brenchley 等，1994；Marshall 与 Middleton，1990）

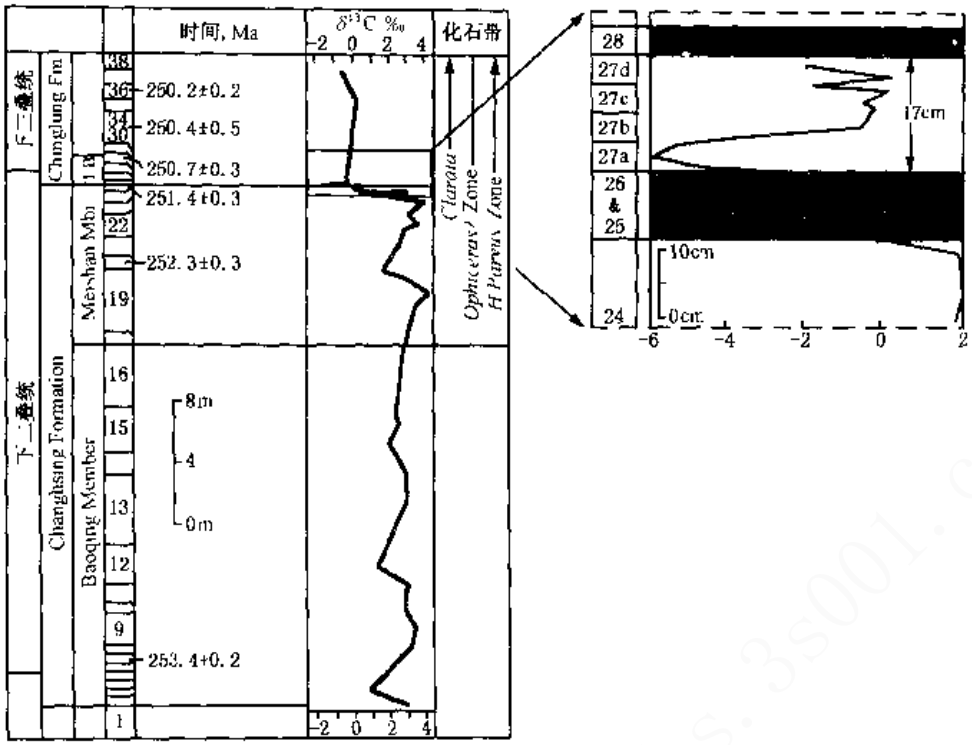


图 2—18 浙江长兴煤山三叠/二叠系界线处碳同位素组成的波动

(据 S.A.Bowring 等,1998;王新平等,1997 年资料)

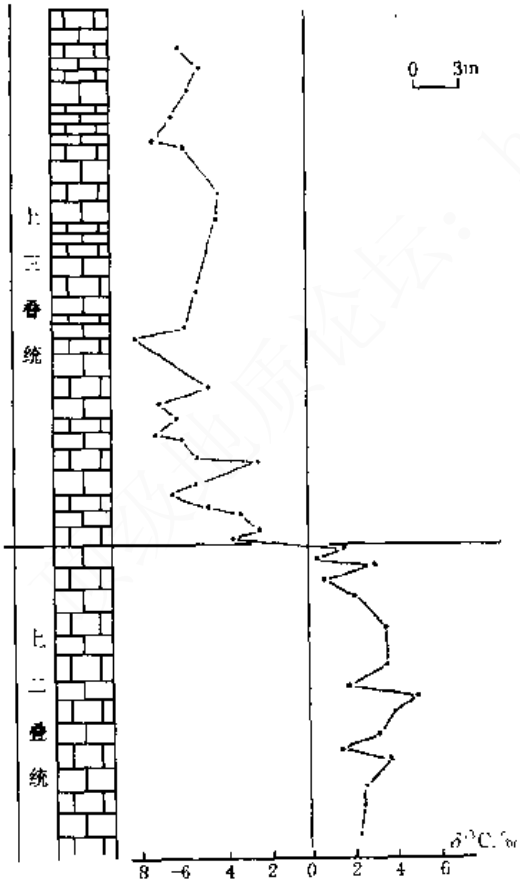


图 2—19 陕西汉中梁山吴家坪村剖面三叠/二叠系界线处碳同位素组成的波动

(据陈锦石,1989)

25‰～32‰,多为 +27‰～+29‰,均值为 +28‰。但雷口坡组上部(雷三段与雷四段)的 $\delta^{34}S$ 值为 15‰～23‰,多数为 16‰～17‰,均值为 17.6‰(图 2—21)。这两组地层内石膏层具有截然不同的 $\delta^{34}S$ 值,用硫同位素组成极易区分。这种区别在四川盆地内广泛存在,是识别两套地质时代不同地层的可靠标志。此外,还可以利用这种区别进行更大范围的地层对比。南京和安徽无为周冲村所含的海相石膏层的 $\delta^{34}S$ 值为 28‰左右。据此,可以初步推断周冲村组应为相当于四川盆地内的嘉陵江组上部和雷口坡组的下部,随后的古生物地层学研究也证实了这一点。

3)用途广阔的"事件地层学"研究方法

虽然,在现阶段的"事件地层学"研究中,首选的稳定同位素是碳和氧,但在一些重要的地层界线处,有些地区是由化石缺乏的硫酸盐地层、富含黄铁矿还原地层,甚至由层状灰绿色燧石层构成的。H.Strass(1997)在前寒武系/寒武系(图 2—22)、泥盆系弗拉阶/法门阶(图 2—23)、二叠系/三叠系(图 2—24)和白垩系/第三系(图 2—25)界线附近的含硫岩层中,采用 20cm 间距全岩分析,获得了

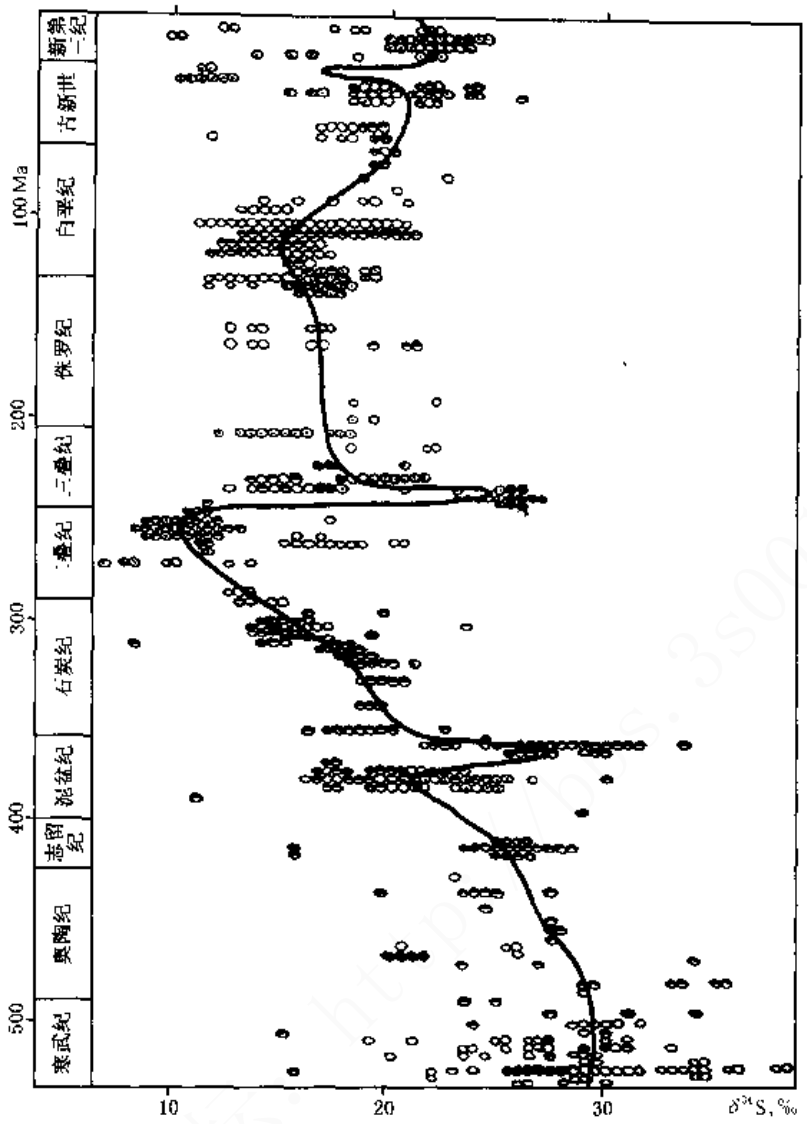


图 2—20　显生宙海相碳酸盐 $\delta^{34}S$ 值的波动曲线

（据 Odia 等 1982 年资料修改）

硫同位素 $\delta^{34}S$ 值发生强烈波动的地层曲线，这是在这些地质事件过程中，海洋硫同位素组成发生大幅度变化的记录。而且，这种岩石中 $\delta^{34}S$ 值的波动更为明显，幅度比 $\delta^{13}C$ 值与 $\delta^{18}O$ 值的波动更大，也可以获得高精度、大区域地层对比的结果。毫无疑问，硫同位素地层学的这种优势将会越来越受到关注。

自从 Kiba 试剂应用于沉积岩中微量硫的萃取以来，不但进一步开阔了硫同位素的研究领域，也使得稳定同位素地层学研究的精度更加提高，所提供的海水地球化学、古生态、古气候变迁以及地质事件的信息量更多。加拿大阿尔伯塔省中泥盆统 Rainbow 段白云岩的碳、氧同位素以及硬石膏层的硫同位素地层学研究就是一个很好的例子（A. Ueda 等，1987），见图 2—26。更为重要的是，加拿大的这一地区，中泥盆统是重要的油气储集层，而且白云岩内所含化石极少，稳定同位素地层学就成为地层划分与对比的重要而有效的方法。

5. 锶同位素地层学

1）研究内容与应用范围

锶是化学元素周期表中第二族的上族元素之一。锶有四个稳定同位素，即^{88}Sr、^{87}Sr、^{86}Sr和^{84}Sr。^{87}Sr 的丰度以$^{87}Sr/^{88}Sr$ 表示。

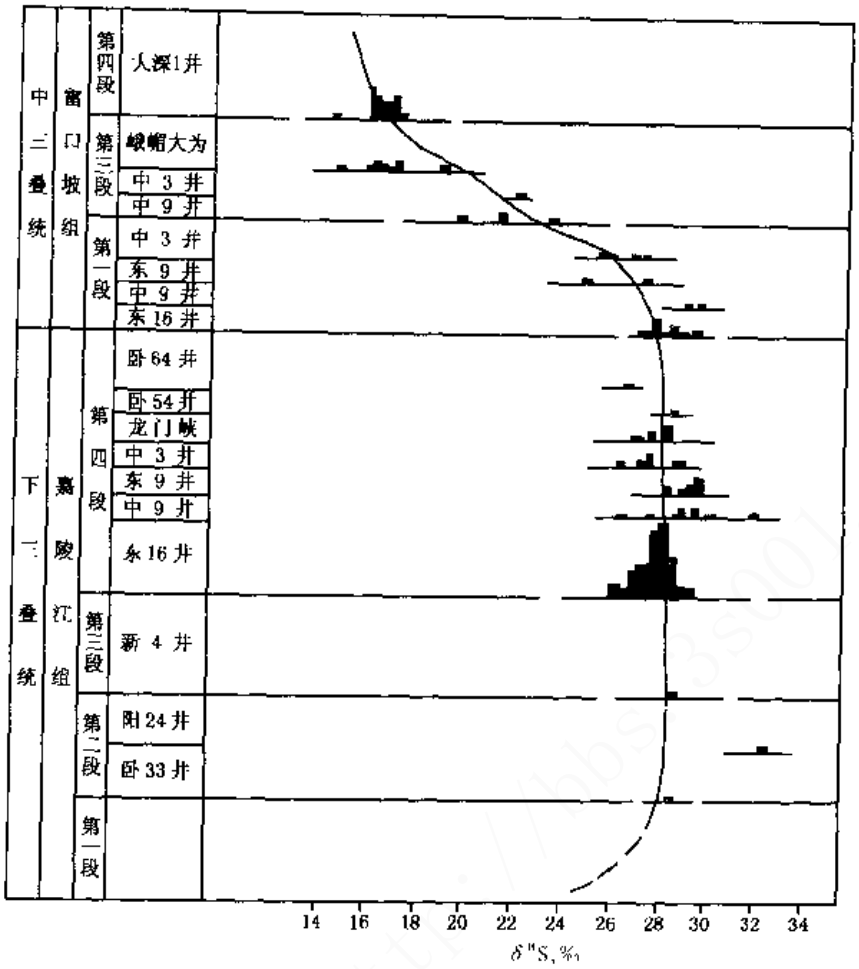


图 2—21　四川盆地内三叠系海相石膏层的 $\delta^{34}S$ 值地层波动曲线

（据陈锦石，1989）

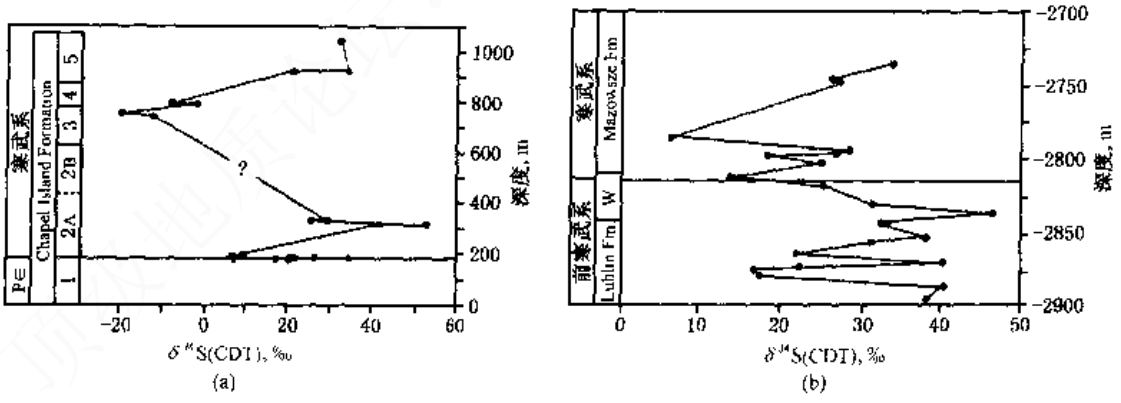


图 2—22　根据前寒武系—寒武系界线处沉积的

黄铁矿做出的硫同位素地层波动曲线

（据 Strauss 等 1993 年资料整理）

(a)加拿大纽芬兰剖面；(b)东欧地台剖面

在早期的锶同位素地球化学分析中，鉴于海水中锶同位素组成明显地均一化，研究人员多采用沉积岩中的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值作为区别海相与非海相成因岩石的一种标志。磷酸盐与碳酸钙质生物硬体具有相当高的浓聚海洋水体中锶元素的能力。

到 20 世纪 80 年代中期，随着质谱仪分析精度的大幅度提高，样品制备技术的改进，以及

地学界对地质年代学与标准的地质年代学与沉积旋回地层学的深入认识，“高精度的锶同位素地层学”（High-Resolution Strontium Isotope Stratigraphy）就诞生、发展起来了（DePaolo 与 Ingran, 1989; Elderfield, 1986; McArthur, 1994; Smalley, 1994; 等）。

应用显生宙的海水中 Sr 同位素做为一种地层学与地层对比工具的主要依据为：

(1)所研究样品的保存状态。

(2)数据分析的质量。

(3)用于校准同位素曲线的年代模式的精确度。

(4)在一个给定的时间区域，海水$^{87}Sr/^{86}Sr$

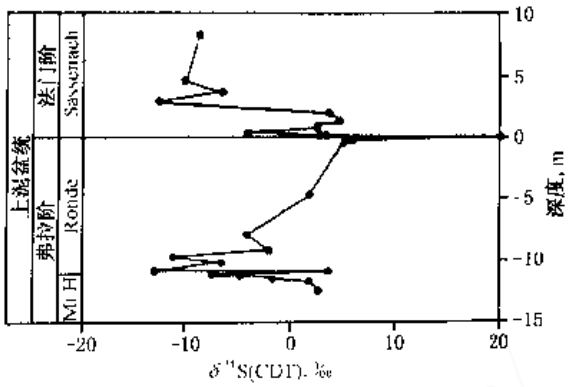


图 2—23 加拿大阿尔伯塔省 Medicine 湖区泥盆系弗拉/法门阶界线附近硫同位素地层波动曲线（H. Strauss 1997 据 Geldsetzer 等 1987 年资料整理）

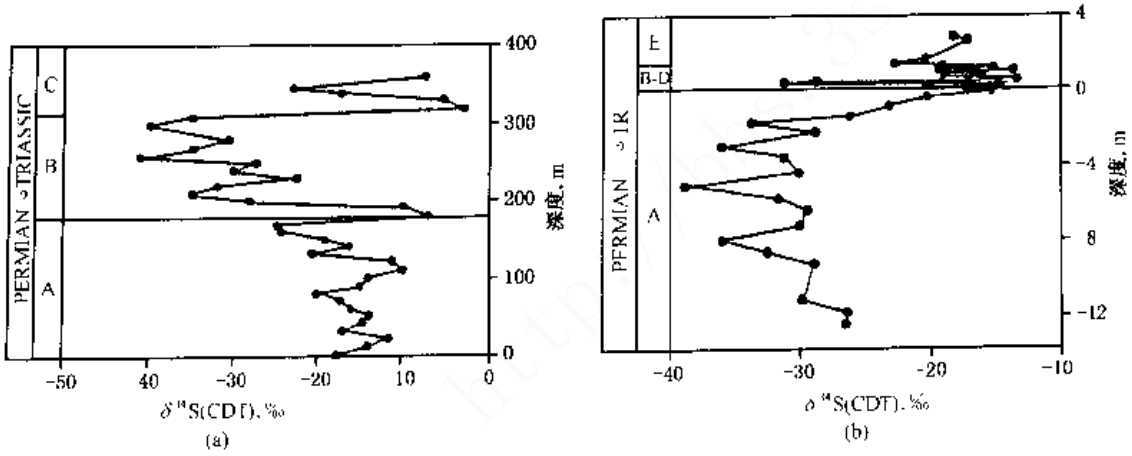


图 2—24 二叠系/三叠系界线处沉积黄铁矿内硫同位素地层波动曲线
（H. Strauss 1997 据 Kajiwara 等 1994 年资料整理）
(a)日本 Tenjinmaru 剖面；(b)日本 Sasayama 剖面

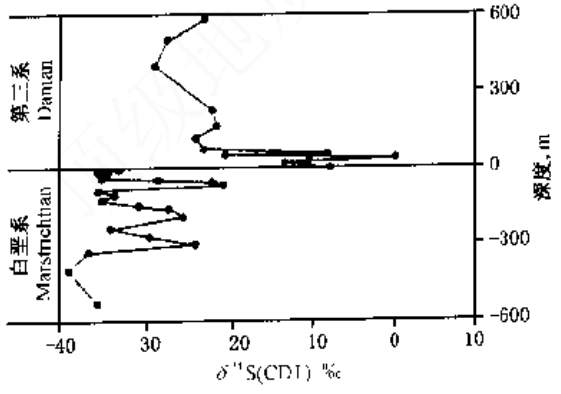


图 2—25 位于日本北海道东部 Kawarappu 剖面白垩系/第三系界线处沉积黄铁矿的硫同位素地层波动曲线（H. Strauss1997 根据 Kajiwara 与 Kaiho1992 年资料校正）

曲线的坡度。

进行锶同位素地层学研究时，所用分析样品为生物骨骼，包括腕足动物壳体、双壳类壳体、头足动物、珊瑚、有孔虫壳体、牙形石及鱼牙等。锶同位素地层学所涉及的地质时代很广，可以包括整个显生宙的沉积地层。

最新的研究报导证实，一块生物硬体碎片内所含的锶元素达到 $10^3\mu g/g$ 即可用于精确的古海洋水体的 Sr 同位素测定。同时，即使腕足动物化石的牙形石色变指数（CAI）低至 1.5 时，亦可检测出其中的^{87}Sr 含量，即$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值，然后可以推算出其精确的地质年代（Jan Veizer 等，1997）。

2)显生宙海洋中锶同位素的变化

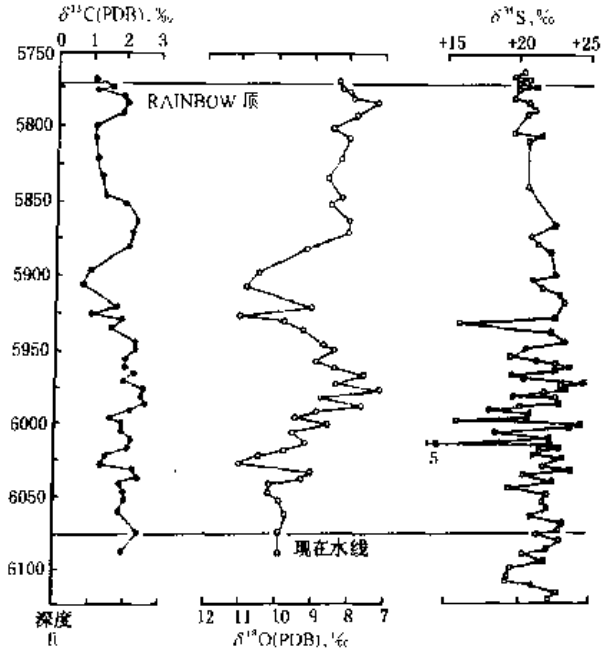


图 2—26 加拿大阿尔伯塔省中泥盆统 Rainbow 段 16—15—109—8W6 井中白云岩的碳、氧同位素与硬石膏层的硫同位素地层波动曲线(据 A.Ueda 等,1987)

图中,表示硫同位素地层曲线中的空心框为用 HCl 抽提出的硬石膏做出的硫同位素分析结果;实心框为用 Kiba 试剂萃取的微量硫化物做出的硫同位素分析结果。从图中可以看出 $\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 与 $\delta^{34}S$ 值的地层波动曲线的相似性

充分认识显生宙海洋中锶同位素的变化对于精确地测定地质年代、应用锶同位素地层学方法进行地层的划分与对比是十分必要的前提。从 20 世纪 70 年代以来,已有不少学者从事了这方面的研究(Z.E.Peterman 等,1970;Burke 等,1982;J.Veizer 等,1997)。

Jan Veizer(1997)综合了约 70 位学者提供的数据,给出了用生物化石测出的显生宙古海洋的锶同位素演化模式(图 2—27)。

研究结果表明:①磷酸盐质骨骼所含的放射性 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值要高于同时期的低镁方解石质生物壳体内的含量;②由于缺乏合适的化石样品及检测数据,所得出的波动曲线是离散的,尤其是在寒武系、上奥陶统至下泥盆统,以及上石炭统至三叠系这些层位,这种情况只能有待以后的检测数据弥补;③由化石分析结果得出的数据曲线虽然展布较宽,但总体趋势与用含磷岩石所得出的曲线(Burke 等,1982)一致。估计这与化石的年代确定精确度欠佳有关,但也许这更符合当时海水 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的客观状态。

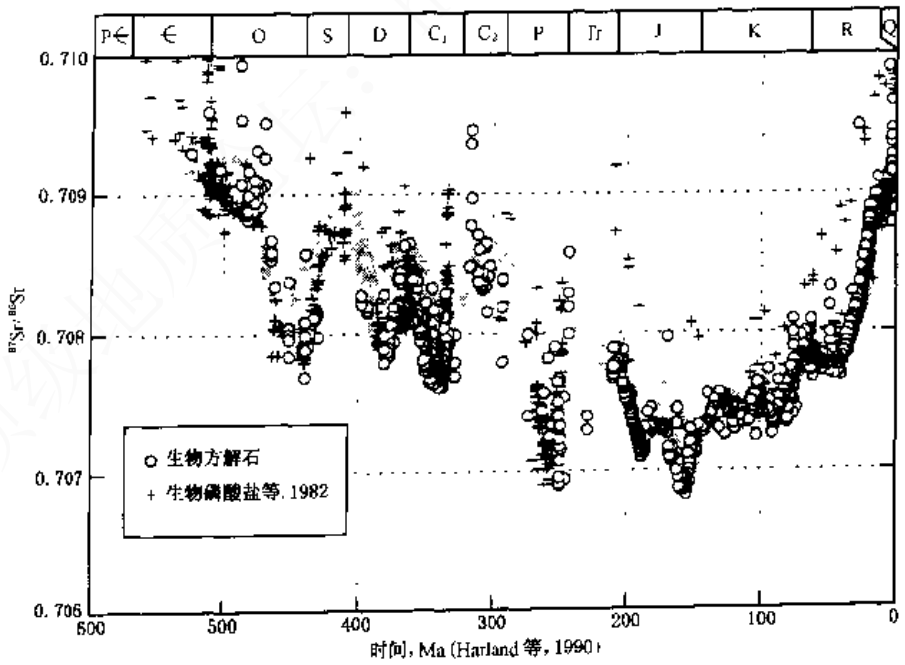


图 2—27 由 Jan Veizer(1997)根据不同学者发表的用显生宙方解石质化石壳(保存完整的腕足动物箭石类、双壳类、菊石类、珊瑚和有孔虫)和磷酸盐质骨骼物质(牙形石、保存不完整的腕足类和鱼牙)测定的 3635 个数据综合给出的地史时期 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值波动曲线

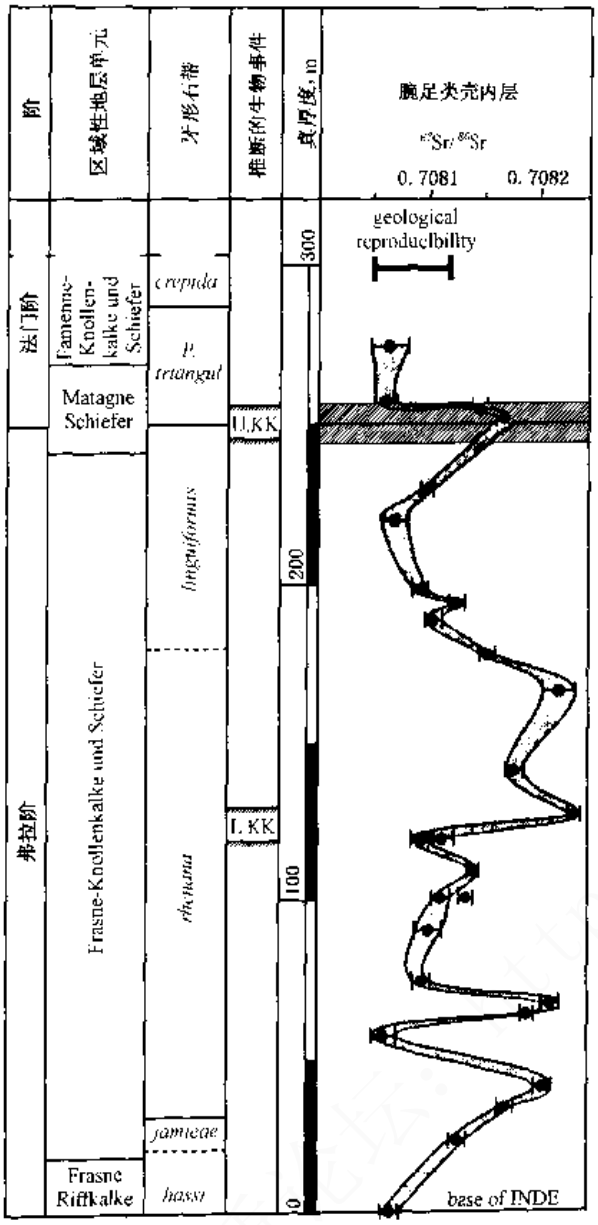


图 2—28 德国西部亚深地区上泥盆统弗拉阶$^{87}Sr/^{86}Sr$分析结果

注意其中的4或5个Sr同位素"峰"值可能正是理论上认为的Kellwasser事件的下部与上部位置(Schindler,1990; Walliser,1980,1984; Walliser 等,1988)。由于这些重要的地质事件并未在该剖面上显现(Reissner,1990),所以都是以牙形石 *rhenana* 和 *linguiformis* 带的分界来标志的。与锶同位素分析结果相比,这些生物地层的划分与对比显得过份粗糙了。这些数据是由腕足动物的内壳检测而获得的。由此可以证明,这些保存完好的腕足动物壳内的$^{87}Sr/^{86}Sr$值的再现性可达3.9×10^{-5}(据 Jan Veizer 等,1997)

3)地质应用

锶同位素地层学的地质应用主要表现在以下两个方面:

(1)高精度的"事件地层学"对比工具。

在全球已做了相关研究的地区,德国是上泥盆统弗拉/法门阶世界范围内生物大绝灭事件研究得最为出色的地区之一。以往的重大地质事件的划分都是以牙形石化石带判定的,而根据锶同位素的分析结果进行的地层划分,就显得更为精确(图 2—28)。

(2)钻井剖面的高精度地层对比。

已有一些学者进行了这方面的应用研究,北海油田挪威一侧的新生代地层高精度的锶同位素地层学研究就是一例(Y.Rundbery 与 P.C.Smalley,1989)。

在勘探初期,根据地震地层学、古生物地层学和岩石地层学的分析结果,仅仅认识到该地区的地层大致为新生界以不整合的形式覆盖于古生界之上,但无法进行详细的产油层之间的地层对比。

研究人员将选自 11 口钻井的岩屑用 125~250μm 孔径的筛子分选、清洗后挑选出碳酸盐质鱼牙化石,进行了严格的显微镜下观察以后,未见蚀变现象。埋藏较深的样品可用压溶法去掉重结晶部分。

用 VG354 型多接收器质谱仪和 Finnigan-MAT261 质谱仪检测样品的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值,并按下列公式计算:

$$\Delta\,^{87}Sr=[^{87}Sr/^{86}Sr_{(测量值)}-{}^{87}Sr/{}^{86}Sr_{(Hmc)}]\times10^{5} \qquad (2—19)$$

式中,$^{87}Sr/^{86}Sr$为全新世海洋碳酸盐的锶同位素比值。据此,可以获得不同样品的精确地质年代值,并可以获得该区域高精度的钻井地层学研究结果(见图 2—29)。

显然,运用锶同位素地层学方法,配合地震地层学等其他研究手段,可以获得良好的地层对比结果,同时,还可以为研究盆地的沉积发展史提供丰富而重要的地质信息。而且,锶同位素地层学方法还具备下列独到的优点,更值得在油气勘探中使用:①样品用量少(仅需 0.001g 海相碳酸盐;②所获得数据精度高(±0.5~3Ma);③分析方法简便,费用相对较低;④不受生物相或动物群落的限制。

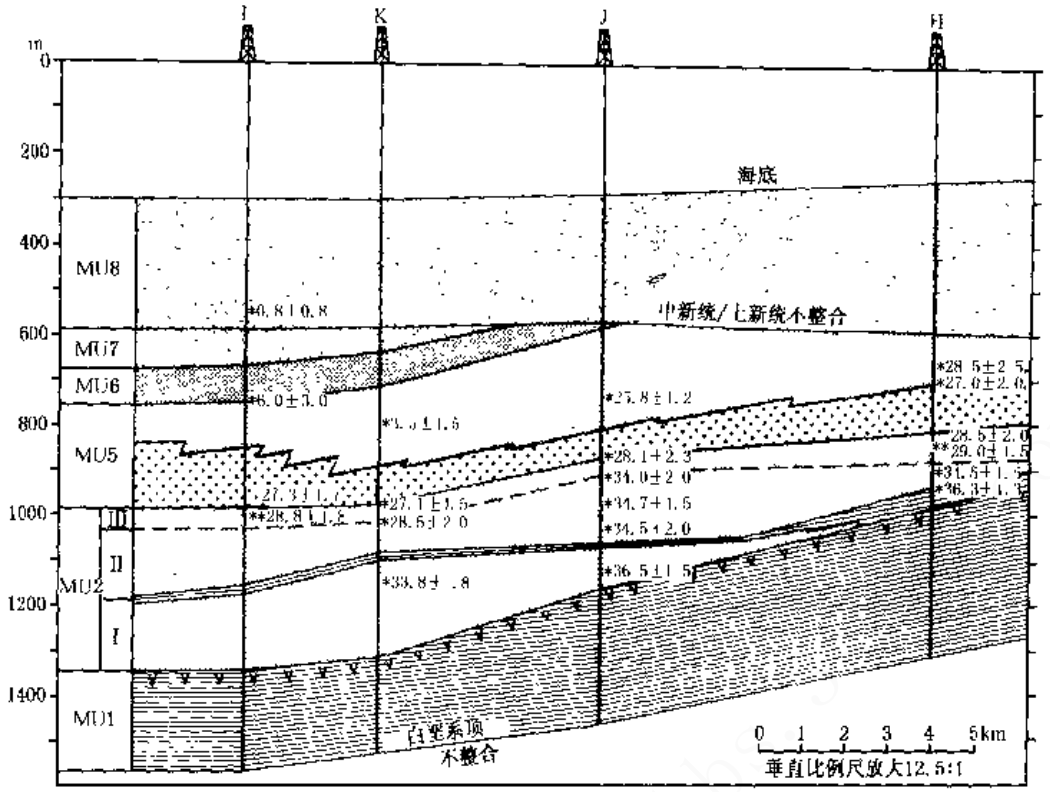


图 2—29　根据锶同位素地层学数据而做出的北海油田北部某区块 H.J.K 和 L 井之间的新生界沉积岩的地质模型以及高精度的地层对比结果（据 Y.Pundberg 与 P.C.Smalley,1989,图中"MU"为制图单元）

6. 稳定同位素地层学的优点与发展趋势

(1)提高了大陆架边缘区域的地层学解释精度。

(2)可将大洋钻探各钻孔间的区域性地层对比与全球性对比相联系。

(3)可进行浅水区与深水区不同沉积相区之间的地层对比，而且这种对比可以提供年代地层学的框架。

(4)与生物地层学、地震地层学，以及磁性地层学互相配合，互相弥补不足，可以获得高精度的地层划分与对比结果。

(5)可以使生物地层学标志具有年代地层学意义。

(6)可用来检查一个盆地内以及不同盆地之间古生物地层学分带的可靠性。

(7)可以用全球海平面的基准校正岩石地层学方法对地层的划分与对比。

第四节　磁性地层学

一、磁性地层学的原理与工作程序

磁性地层学的基础是古地磁学，它是一门介于地质学、地球物理学与物理学之间的边缘性学科。在古地磁学研究中，通过测定岩石内保存的剩余磁性追朔过去的地质历史中地球古磁场的方法与强度变化。

大量的古地磁研究表明，在地质历史中，地球磁场的倒转是十分频繁的，而且具有全球性和同时性。在一定的地球历史中，地球磁场的方向或与现今地磁场方向一致（称为正向极性），或与现今地磁场方向相反（称为负向或反向极性）。地质历史中地磁场的极性可以被保存在当

时含有铁磁性矿物组成的任何岩层中。所以，以往的地球磁场的这种变化就是磁性地层学研究的一项根本依据。所谓的“磁性地层学”即依据岩石层序中的磁学属性所建立的极性单位，来进行地层层序划分与对比，其本身就是运用古地磁学研究方法测定出岩石层序中的磁学性质，所以该学科又可称为“古地磁地层学”。

磁性地层学研究中所必须遵循的两个重要依据为：①过去地球磁场基本上可近似地看成一个轴向地心偶极子场，即轴心向地偶极子场；②岩石中具有的天然剩余磁性是原生剩余磁性与次生剩余磁性两个部分组成的，如果将二者彼此分离开来，岩石中保存的原生剩余磁性方向就是所属的岩石在形成时期的地球磁场方向。

在进行地质剖面踏勘与采样时，应首先充分了解有关岩性、古生物的特点，并注意避开明显的复杂地质构造与强烈风化变质岩区，选择风化量较小、新鲜的连续露头剖面采集样品。

在目前的实验条件下，应尽可能地选择岩浆岩类的超基性岩、基性岩（包括火山岩）以及沉积岩中的红色细砂岩、砂泥岩等，而不应挑选弱磁性的浅色碳酸盐岩。

进行野外采样时，应在同一地层上至少采集 8～9 个 2.54cm 长的圆柱状岩心，每个取样点应相距 5～6m。而且，采样点应周密设计、逐层密集而系统地取样。在取样时，应注意用地质罗盘将取样定向，并做详细的记录。

古地磁的实验分析与测定技术主要包括两项内容：

(1)检测所取岩石内的剩余磁性，即按照岩石剩磁的量级而应用具有相应灵敏度的磁力仪检测。

(2)识别岩石剩余的原生磁和次生磁，并去掉其中的次生剩余磁部分，即进行实验室退磁处理。然后，根据原生剩余磁性的方向进行数据处理、换算，得到研究岩石剩余磁性的极性、平均剩磁方向以及所在地质时期的古地磁极位置与产地所处的古纬度。还可以利用原生剩余磁性强度数据经过换算得出当时的古地球磁场强度

二、地质应用

表 2—8 所列的是目前磁性地层学研究中常用的基本单位，它可以由可被直接鉴定出来的地层极性单位构成，包括：①整个地层为单一的极性；②可由正向与负向的极性交替组成的；③是以正向极性为主又包括有次要的负向极性，或以负向极性为主又包括有次要正向极性。

表 2—8　磁性地层极性单位的等级与时间跨度的划分

（据张守信等，1989）

磁性地层极性单位	地质年代等列	年代地层等列	时间跨度等列，a
极性巨带	巨　时	巨时间带	10^7～10^8
超　带	超　时	超时间带	10^6～10^7
极性带	时	时间带	10^5～10^6
亚　带	亚　时	亚时间带	10^4～10^5
微　带	微　时	微时间带	$<10^4$

据国外的系统研究，地质时期自中侏罗世以来的古地磁正、反极性如图 2—30 所示。从图中，并结合 W.B.Harland 与 A.Cox 等(1982)的研究，可以了解到：白垩纪—第三纪—第四纪属于混合极性超时(KTQ—M)，白垩纪为正向极性超时(K—N)，侏罗纪—白垩纪为混合极性超时(JK—M)，二叠纪—三叠纪为混合极性超时(PTr—M)，石炭纪为混合极性超时(C—M)(见图 2—30(b))。

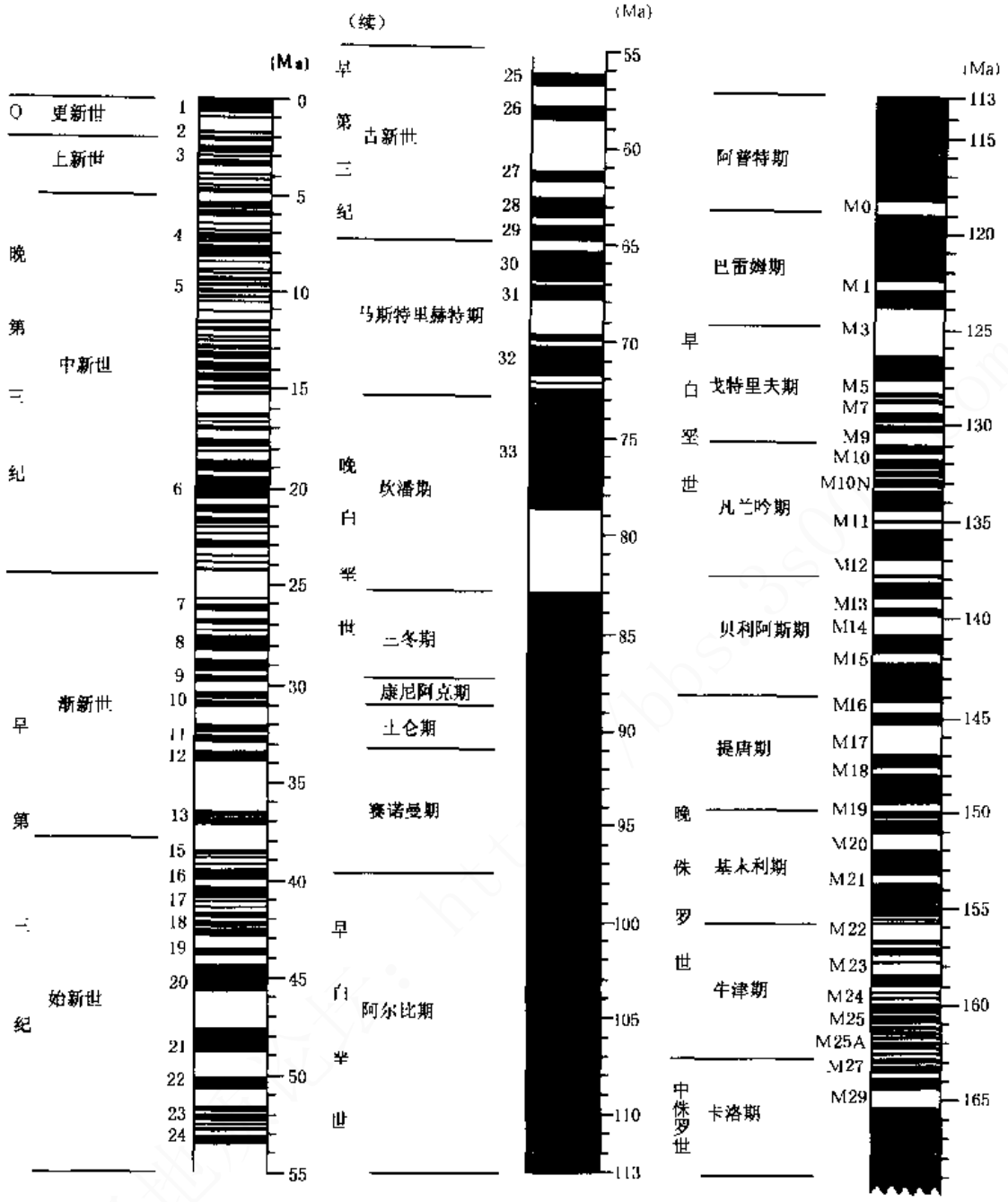


图 2—30(a) 中侏罗世卡洛期至今的地磁极性倒转年代示意

近年来，我国地质学界对磁性地层学研究的重视程度不断增加，不但在岩层研究，而且在第四系黄土层研究中也取得了可喜的进展，确定了我国陕西洛川黄土层内布容—松山与松山—高斯等界线(图 2—31)。

在实践研究中，还应根据研究对象所处的古纬度，当时的古地磁极位置，岩石内剩磁方向与大小，以及其他岩石磁性参数等特征来研究地层的形成条件与地质环境，进而全面、深入地了解岩石中磁性信息的真实含意。

将稳定同位素地层学与磁性地层学研究结合起来，也是近年来综合地层学解释中常用的方法，它可以使地层的划分与对比更为精确，而且能使稳定同位素地层曲线具有"时间"的概念。Shackleton(1985)还指出，运用稳定同位素地层学与古地磁相结合，可以弥补缺失的地层层位，还可以用 $\delta^{13}C$ 值的变化来表征全球有机碳储存的重要的波动。

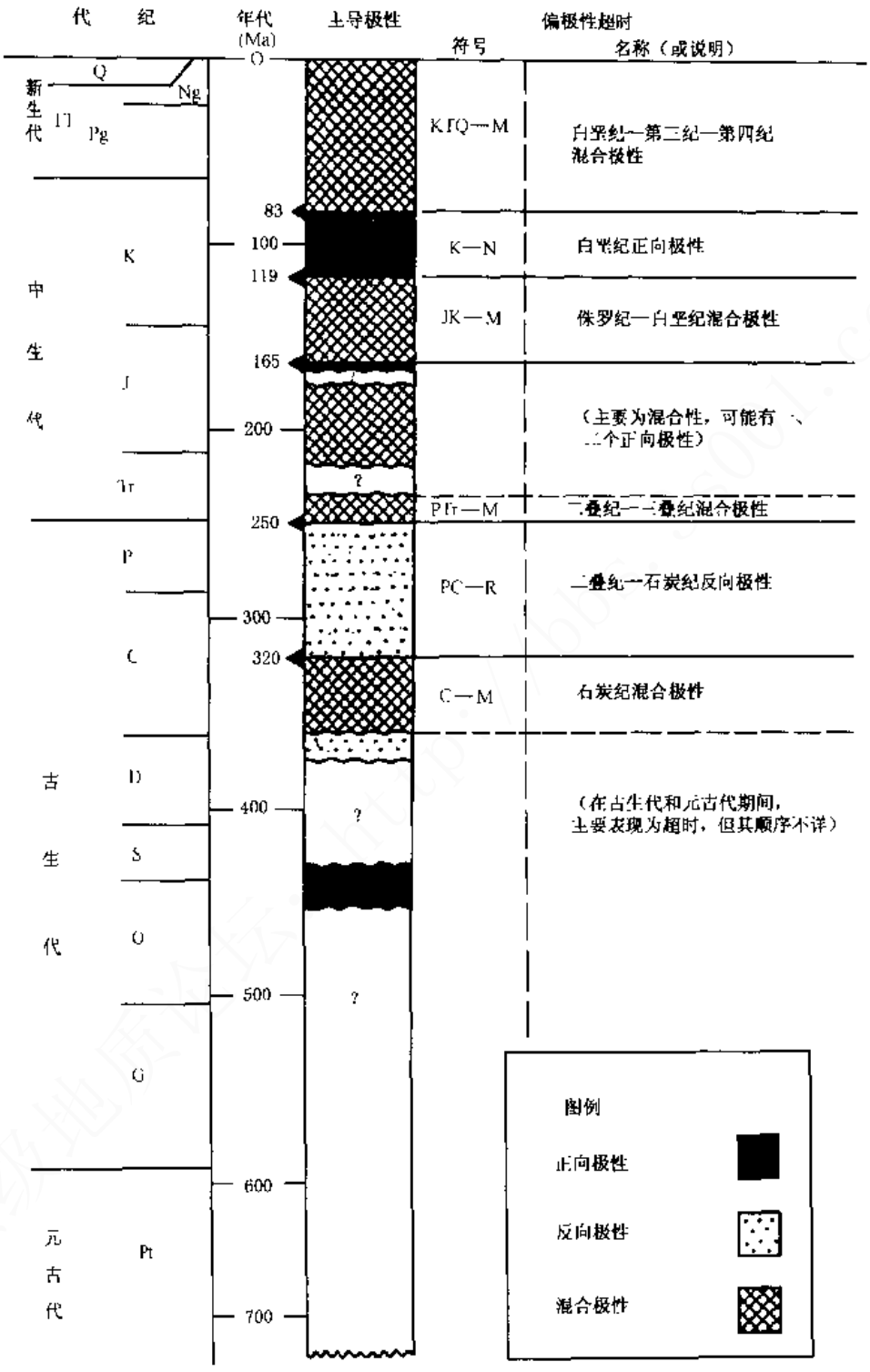


图 2—30(5)　地质历史中的偏极性超时

（据 W. B. Harland 等，1982）

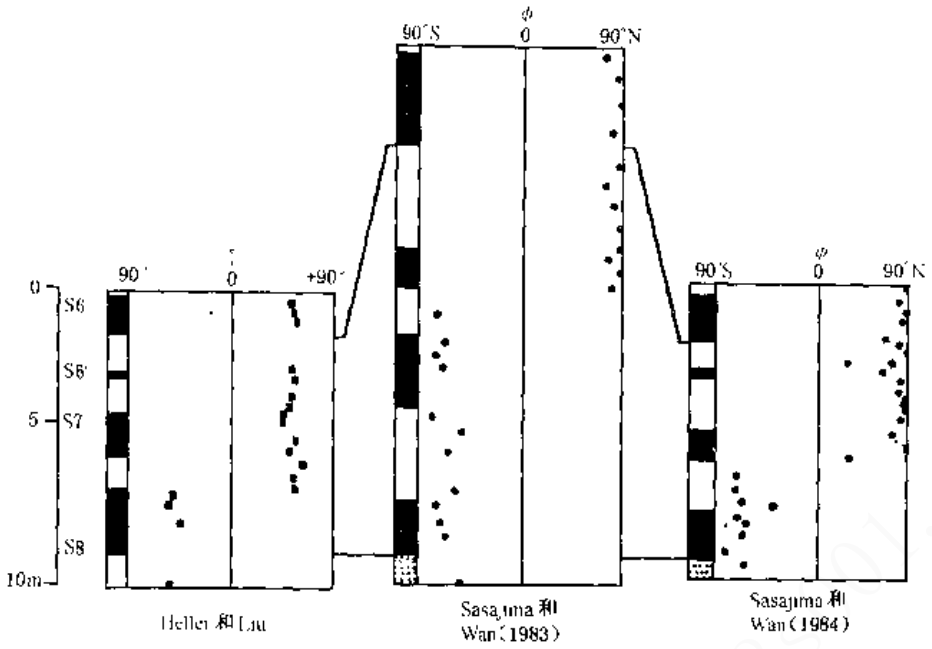


图 2—31　陕西洛川黑木沟黄土剖面的磁性地层学研究示意
（据 S. Sasajima，王永焱等，1984）

出于古地磁学等方面的因素，目前此项研究所包含的地层仅限于中生代后期及新生代的地层（如图 2—32 所示）。

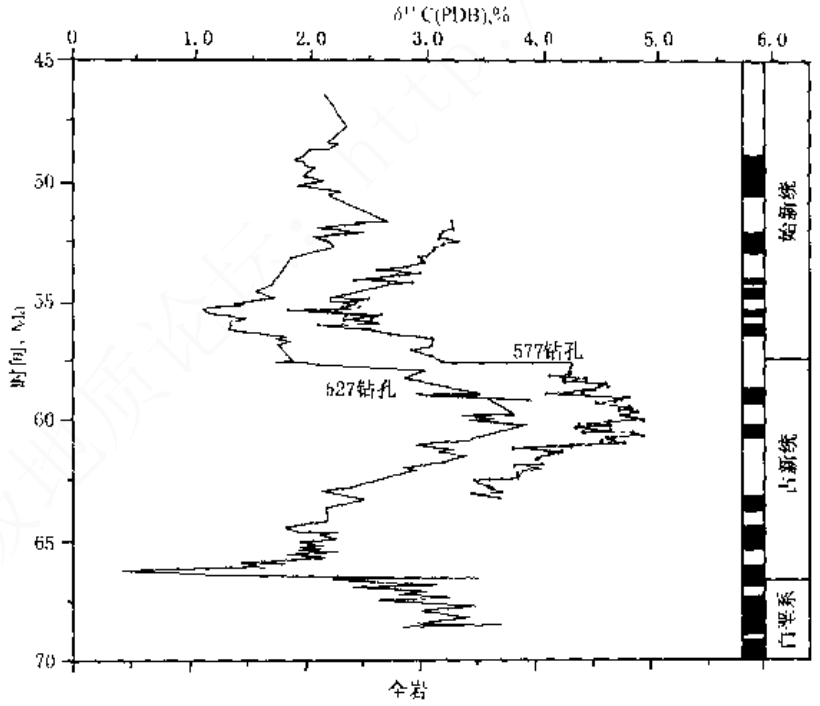


图 2—32　DSDP 研究中，太平洋 577 钻孔与大西洋 527 钻孔内根据深水盆地沉积的全岩分析而得出的碳同位素组成地层曲线（据 Shackleton，1985）
右侧为古地磁地层学研究结果，二者的比较并与生物地层学研究结合就可以得出 $\delta^{13}C$ 值记录的较为精确的地质时代特征

第三章　生油地球化学层测试技术与应用

生油气层的评价是在油气形成理论指导下进行的，而油气形成理论又是在无机生成和有机生成两种观点的对立中发展起来的。在油气无机生成学派内，20 世纪 50 年代兴起岩浆说，到六七年代又出现了石油高温生成说(Э. Б. 切卡留克，1971)和蛇纹石化生油说(Л. Н. 耶兰斯基，1966 和 1971)。但是大量的勘探实践证明，世界上绝大部分油气田都分布在沉积盆地的沉积岩中，少数岩浆岩和变质岩中的油藏也和附近的沉积生油岩有关，为石油侧向或垂向运移的结果。

现代生油说为有机成因说，其基本内容是：

沉积凹陷中的生物遗体，随同沉积物一起堆积掩埋之后，在沉积和成岩作用初期，由于细菌及水解作用，生物体分解为蛋白质、氨基酸、糖类和类脂物，再经缩合聚合作用变成黄腐酸、腐殖酸和腐黑，最后经不溶作用形成干酪根。

随着沉积盆地的连续沉降和沉积，干酪根埋深不断增加，沉积物成岩作用不断加强，到晚成岩作用阶段，干酪根将进一步发生分子有序排列，一些官能团和 C—C 键将由低键能到高键能依次发生断裂，产生从低等到中等分子量的烃类及少量的 CO_2、H_2 及 H_2S 等。这就是石油经干酪根热降解成烃而形成油气的过程。

然而需要特别提出的是，随着油气理论的不断发展和完善，尤其在一些强还原相盐湖沉积盆地中，越来越多的具有工业价值的未成熟油藏的发现，又补充了干酪根热降解成油学说的不足。在生物化学阶段，在特定的母质条件下，生物大分子形成的“解聚沥青”在可能条件下聚集成未成熟重质油藏的事实受到广大石油地球化学家的关注，标志着油气形成理论的进一步发展，在油气勘探实践中应予充分重视。

第一节　我国生油气层的类型及特征

广义的生油气岩是指能生成石油和天然气的岩石。狭义的生油气岩也即有效生油气岩是指具有一定的有机质丰度并在适宜的热演化阶段能生成并排出油气的岩石。由能生成工业数量油、气的生油气岩组成的地层称为生油气层。根据国内外研究，普遍认为最好的生油气层为浅海、三角洲或深水湖泊等环境沉积的泥页岩和碳酸盐岩。从 20 世纪 70 年代开始，随着油气勘探领域不断扩大，煤成油气的大量发现，煤系地层也成为重要的一类生油气层。

一、中国生油气层的类型

1. 泥页岩生油气岩

主要为在一定深度的稳定水体中沉积形成的暗色泥岩、页岩。沉积形成时水体宁静，处于较还原环境，因此浮游生物和陆源有机质能够伴随粘土矿物大量堆积、埋藏、保存。因而这些粒细的泥、页岩普遍含有大量的有机质和低铁化合物，致使颜色发暗，多呈灰黑、深灰及灰色，富含黄铁矿和微古生物化石。我国松辽、渤海湾、准噶尔、柴达木、酒西、江汉、南阳、泌阳等陆相含油气盆地主要生油气层均为暗色泥、页岩。其中以深水湖相沉积环境最为有利，因为这类湖盆水体稳定、气候适宜、生物发育、有机质丰富、环境宁静还原，对有机质保存极为有利。济

阳坳陷东营凹陷下第三系沙河街组第三段生油层就是典型实例。暗色泥岩厚度大于1000m，富含介形虫、藻类及孢子、花粉等微古生物化石。估计每立方公里泥岩生油量可达300－500×10^4t。渤海湾盆地其他地区下第三系和松辽盆地下白垩统生油层皆属此类，生成了极丰富的油气，因而形成了若干特大型的油田。在美国尤英塔盆地内发育的下第三系始新统绿河页岩，北非撒哈拉盆地的上志留统黑色页岩都是著名的泥、页岩生油层。

2.碳酸盐岩生油气层

只有在低能环境形成的暗色石灰岩、生物灰岩和泥灰岩等才能成为生油岩。常见的如泥灰岩、泥质灰岩、沥青质灰岩、生物灰岩及礁灰岩等，多含泥质成分。当粘土矿物含量超过碳酸钙时则成为钙质泥岩。这类碳酸盐岩富含有机质，以浮游生物为主，常见有孔虫、藻类、珊瑚、腕足类、海百合及软体动物等生物碎屑，甚至灰泥也往往主要由微体古生物组成。颜色多为灰黑、深灰、褐灰及灰色。隐晶—粉晶结构，颗粒少，灰泥为主，多呈厚层—块状，水平层理或波状微细层理发育。含黄铁矿晶体，在晶洞中常见固态沥青或油苗，用锤击打岩石有时可闻沥青臭味。四川东部和南京栖霞山出露的二叠系茅口灰岩和栖霞灰岩颜色深，富含微生物化石，用锤敲打有明显沥青臭味，是良好的生油层。华北中—上元古界和下古生界的许多海相碳酸盐岩也具备良好的生油条件。塔里木盆地寒武、奥陶系灰岩也是一套好的生油气岩。国外波斯湾盆地上侏罗统阿拉伯组和下第三系阿斯马利灰岩都发育着丰富的碳酸盐岩生油岩，提供了丰富的油源，因而成为世界上石油资源最丰富的含油气盆地。碳酸盐岩生油层既可生成于海相也可形成于深水湖相。四川盆地侏罗系大安寨灰岩和东岳庙灰岩即是深湖相碳酸盐岩生油岩。

综上所述，不论是泥页岩还是碳酸盐岩生油层，其共同的特征是：颜色深、粒细、富含有机质和微生物化石，常含原生黄铁矿。它们既可形成于海相沉积环境，也可形成于陆相湖泊沉积环境。最有利的沉积环境为浅海相、三角洲要和深水湖相。

3.煤系生油气岩

煤系(Coal Measure)有机质是指有机质高度富集的煤及分散的腐殖型有机质。煤系有机质成烃是指在一聚煤盆地中，在特定的环境下，在煤化作用及成岩作用过程中，煤及煤系泥岩内集中和分散的富氢有机组分生成一定数量的气态和液态烃类。当其达到一定浓度后烃类排出，在与之相适应的构造条件下，在有利的储集层和圈闭中形成工业性油气藏。众所周知，煤系地层能生成甲烷，并形成大规模的煤成气藏。如荷兰格罗宁根大气田、四川盆地、陕甘宁盆地、吐哈盆地等都发现了大、中型煤成气田。煤及煤系可以作用气源岩已得到世界公认。

从20世纪60年代后期以来，在澳大利亚吉普斯兰盆地，印度尼西亚的库特盆地(马哈坎三角洲)，加拿大的斯科舍盆地和马更些盆地及英国北海默里盆地等在一些地区都发现了一批与中、新生界煤系地层有关的重要油田，引起了人们对煤成油研究的极大兴趣。大量的研究与勘探实践证明煤系地层不仅可以生气而且可以生油。我国煤成油的勘探自1989年以来，在吐哈盆地鄯善孤形构造带的煤系地层中找油获得了重大的突破，发现了一批与侏罗系煤系地层有关的油气田，这就是我国著名的吐哈盆地煤成油气田。

我国是一个煤炭资源极为丰富的国家，煤的储量和产量均居世界前列。但是人们也注意到我国和世界其他地区一样，富煤时代(C—P、J、J_3—K、T)并不富油，并且主要产煤区(山西、河北、河南、山东、内蒙、新疆)与主要产油区的分布(大庆、辽河、渤海湾盆地等)也不一致。究其原因，并不是所有的煤都可以生成大量的石油并进而聚集成大油田。因为不同煤的有机显微组分差别很大，而要成为煤成油源岩必须要有相当数量的富氢显微组分。

在成煤沼泽中壳质组的富集达到一定的水平(10%以上,而在气煤—肥煤阶段可降低到5%;干酪根的氢指数 I_H>100mgHC/gTOC),煤层必须埋藏到煤化阶段达到气煤—肥煤阶段(R_o<1.5%),并且具有良好的油气聚集保存条件,是形成有重要经济价值的煤成油田的三个必要条件。同时,由于煤层孔隙结构的特点和高的吸附性,使得重质沥青难以排出,所以煤成油不仅富含气而且是以轻质油和凝析油为主。

二、中国生油气层的分布特征

我国沉积岩陆地部分面积 $424\times10^4km^2$,海域部分 $121\times10^4km^2$,共计 $545\times10^4km^2$,占全国总面积一半以上,沉积岩体积约 $2203\times10^4km^2$。我国生油气层类型齐全,泥、页岩生油气层,碳酸盐岩生油气层及煤系生油气层皆发育,它们形成于海相、陆相及海陆交互相的不同环境中。从中—晚元古代至新生代不同地质时期生油气岩广泛发育,为我国形成丰富的油气资源奠定了物质基础。

1. 中国陆相生油气层系的分布

陆相生油气层系在我国普遍发育,从石炭—二叠纪至第三纪每个地质时期的陆相沉积中,都广泛发育生油层系。特别是上二叠统、上三叠统、中—下侏罗统、下白垩统、下第三系,较深水—深水湖相生油层系最为发育,为松辽、渤海湾、准噶尔、鄂尔多斯、四川、吐哈、柴达木、南襄等含油气盆地提供了充足的油源,形成了一批大、中型陆相油气田。

1)二叠系生油气层分布

新疆准噶尔盆地最早开始了二叠纪湖相生油层的沉积。下二叠统在盆地南缘为海陆交互相的碎屑岩沉积,具一定的生油条件。盆地东部为一套海陆交互相的红色砂泥岩;西北缘则主要是砾岩夹薄层砂岩陆相沉积。上二叠统几乎全区均有分布,也是最重要的生油层发育时期(图 3—1),但各区沉积厚度不等,生油条件也不同。昌吉坳陷厚达 6000m,玛湖坳陷为 3000m,大井坳陷仅 1500m。其中准噶尔盆地上二叠统乌尔禾组是被证实的规模最大的陆相生油层系。该组最大厚度为 1294m,生油岩主要为灰黑色、黑灰色、灰色泥和含碳屑泥岩。泥岩一般占地层厚 40%~60%,有机碳平均含量为 1.01%,氯仿沥青"A"平均值为 0.0283%,有机质类型主要为腐殖型,少数为混合型有机质,该组地层被认为是准噶尔盆地主要油源岩。

塔里木盆地下二叠统部分为陆相沉积,上二叠统则全为陆相沉积。主要形成三角洲—湖相沉积,分布主要集中在盆地西部(图 3—1)。塔西南阳 1 井二叠统普司格组(P_1p)暗色泥岩是一套优质烃源岩。

陆相二叠系在陕甘宁盆地遍布全区(图 3—1),厚度 1000m,分布广泛,主要以河湖、三角洲陆相碎屑沉积为主,含孢粉和植物化石,部分层位泥、页岩和煤层呈不等厚互层。

华北地台东部在晚二叠世时,海水已全部退出,石盒子组沉积时,除南部有局部海浸外,全为陆相沉积。北部不含煤,南部煤层可达几十层。

我国二叠系陆相沉积在上述地区分布,除了具备生油能力作为生油层外,还是重要的气源层。二叠系生油气层分布见图 3—1。

2)三叠系生油气层的分布

三叠系上统在我国北方是一套重要的陆相生油层系。晚三叠世时陕甘宁盆地接受了一套厚 800~1300m 的延长统沉积,该统中、下部第三段沉积时,为湖泊发展的全盛时期,水域面积达 $10\times10^4km^2$。盆地南部深水区沉积了一套生油条件较好的暗色泥岩,平均厚达 400m。地层中含较多的瓣腮类、介形类、叶肢介以及植物化石等,有利生油岩面积可达 $5\times10^4km^2$(图 3—2)。

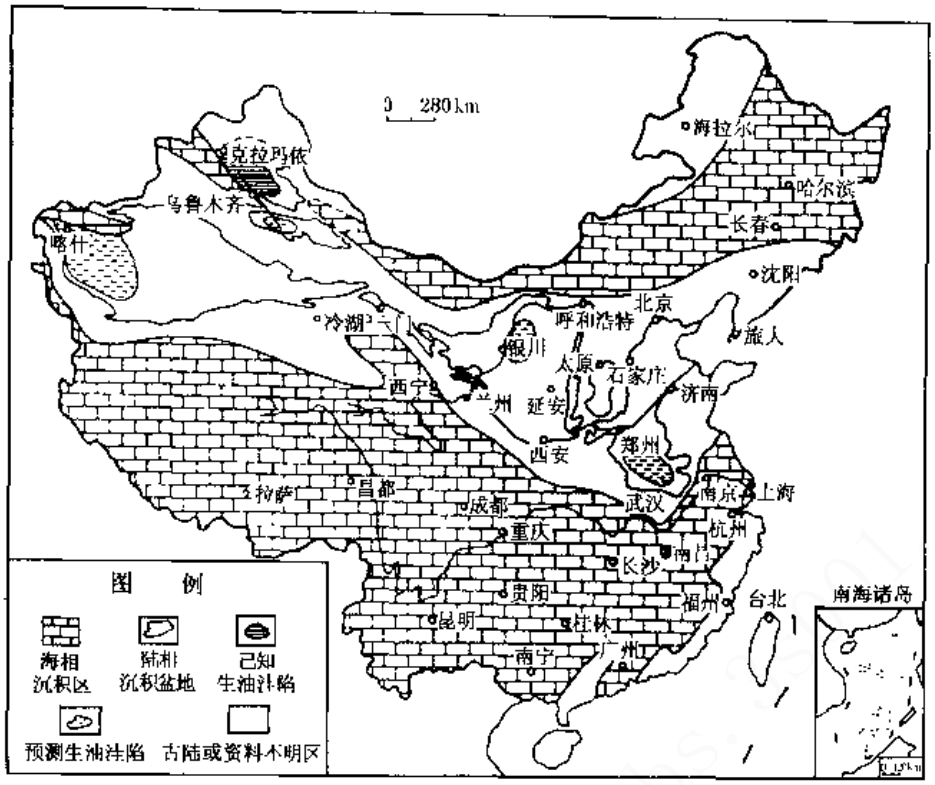


图 3—1 中国二叠系陆相生油层分布示意图

（据盛志纬，1987）

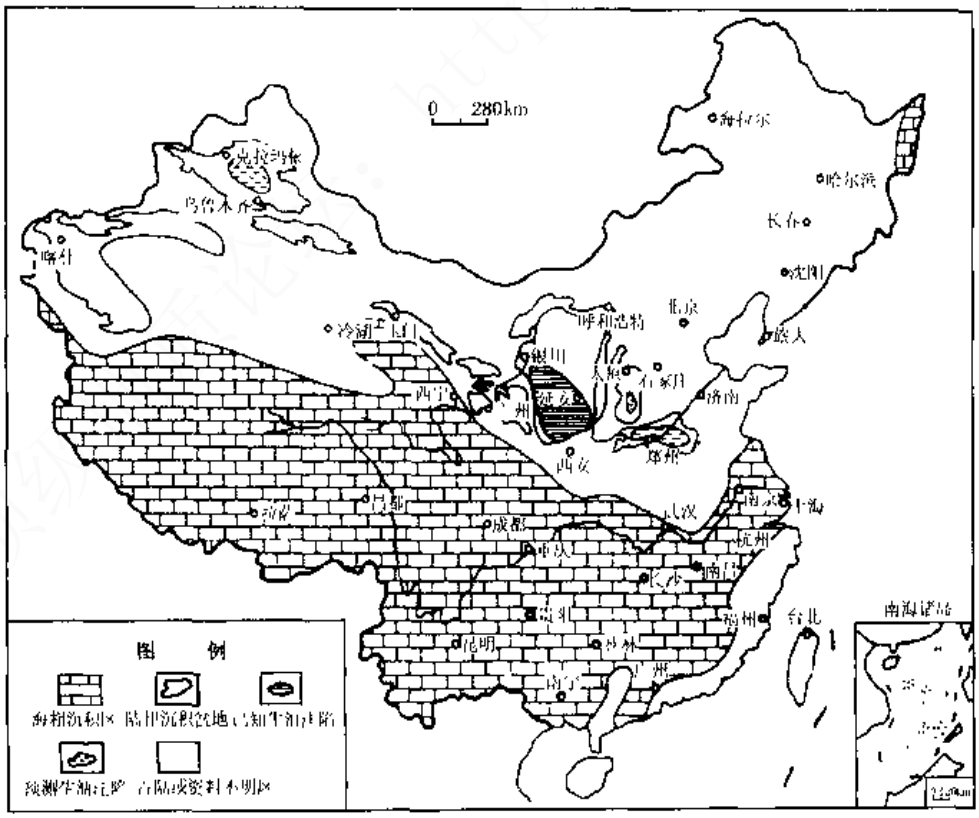


图 3—2 中国二叠系陆相生油层分布示意图

（据盛志纬，1987）

四川盆地在晚三叠世盆地转为湖泊，沉积了一套深灰色、灰黑色泥、页岩与灰白色长石石英砂岩间互的地层；泥、页岩中夹碳质页岩、煤层及煤线；含丰富的植物、瓣腮类、腹足类、介形类化石。其中上三叠统香溪群沉积水体较深，累计厚度可达 1400m，分布面积可达 $5\times10^4km^2$，是四川盆地较重要的生油气层。

准噶尔盆地除车排子和奇台地区露出水面未接受沉积外，其余地区均有沉积。天山山前的阜康—硫磺矿一带最厚可达 2000m。盆地南缘大龙口出露的克拉玛依组($T_{2-3}k$)为一套厚层灰黑色泥页岩夹碳质泥岩与灰绿色砂层互层，含鱼鳞叶肢介及植物化石，有机碳含量为 0.54%～4.17%，平均 1.57%，氯仿沥青"A"含量为 0.015%～0.257%，平均为 0.1113%，总烃 301μg/g，厚达 700m。

郝家沟组(T_3h)为厚层状灰黑色、灰绿色泥页岩与粉细砂岩互层，夹黑色碳质泥岩及薄煤层，含鱼类及植物化石。有机碳为 0.56%～4.26%，平均 1.41%，氯仿沥青"A"含量为 0.0098%～0.123%，平均 0.0546%，总烃 306μg/g，厚达 700m。

吐哈盆地中上三叠统克拉玛依组($T_{2-3}k$)和郝家沟组(T_3h)，也是一套较好的生油层，岩性主要为灰—深灰色泥岩、碳质泥岩，部分地区夹薄煤层。哈密坳陷哈 2 井原油经油源对比被认为即来自克拉玛依组($T_{2-3}k$)碳质泥岩。

华北地台东部渤海湾地区，三叠系是一套陆相红色碎屑岩，厚度变化很大，主要是局限于某些向斜部位。钻井资料证实，山东聊城一带三叠系发育较齐全，为一套含直轮藻、孔轮藻为主的红色沙泥岩，厚达 1165m。三叠系生油层分布见图 3—2。

3)侏罗系生油气层的分布

侏罗纪是全球性海浸时期，气候温暖潮湿。而我国大陆则是海浸继续增大，块断活动加剧。由于受全球性气候影响，形成了众多的湖泊和沼泽，有利于繁衍大量各种生物。发育砂、泥岩及碳质泥岩沉积，而且煤层发育，是我国重要的成煤期。我国北部塔里木、准噶尔、柴达木、吐鲁番、陕甘宁等盆地及南方四川盆地都不同程度地发育了侏罗系生油气层。

准噶尔盆地在侏罗纪时表现为持续下沉的特点。北部乌伦古坳陷地层达 1500m，东部大井坳陷沉积厚达 500～1400m，南缘沉积中心在昌吉—沙湾一带，最大厚度达 4000m。全盆地的岩性以灰绿色、灰黑色碎屑岩沉积为主，表征了统一湖盆的沉积特点。中间生油条件较好，边缘为河流沼泽相环境，发育煤系地层是勘探煤成油气的有利地区。

盆地有代表性的生油层为三工河组(J_1s)主要为一套黄灰色、浅灰色、深灰色、灰黑色泥岩、粉砂质泥岩、边缘富含碳屑并见煤层，属滨湖沼泽到浅湖—半深湖沉积。地层中富含植物碎屑及孢粉、介形类化石，厚度最大可达 828m，有机碳一般大于 1%，平均可达 1.99%，氯仿沥青"A"平均为 0.058%，总烃为 303μg/g，有机质属腐殖—腐泥型及腐殖型。

柴达木盆地从中侏罗世开始，接受了广泛的侏罗系沉积，这些年由于侏罗系埋藏深而一直未作为勘探重点。1997 年北京石油勘探开发科学研究院在柴达木盆地打了一口科学探索井—冷科 1 井，发现侏罗系生油层厚逾 1000m，有机质丰度高，类型好，展示了柴达木盆地侏罗系生油层具有良好的油气勘探远景。

陕甘宁盆地侏罗系地层分布十分广泛，延安组(J_1y)为深灰、灰黑色泥岩与灰白色砂岩互层并夹有多层煤层。暗色泥岩厚 40～120m，含丰富的植物化石，并见软体动物。有机碳含量为 1.87%～2.70%，氯仿沥青"A"为 0.0599%～0.0929%，总烃为 146～274μg/g，为腐殖型有机质。暗色泥岩分布面积达超过 $4.6\times10^4km^2$，是一套较好的生油层。

吐哈盆地台北凹陷侏罗系发育完整，沉积厚度逾 3000m，是我国迄今发现的最大的侏罗系

生油气层大油气田。该盆地发育三套侏罗系生油气层。第一套是侏罗系中统七克台组深湖相生油岩，岩性为灰黑色、黑色半深湖—深湖相泥岩，有机碳加权平均值为2.37%，氯仿沥青"A"平均值为0.0509%，总烃平均值为318μg/g，是较好的一套生油岩，胜金口油田即为该组生油岩提供的原油。吐哈盆地另两套生油气层均为煤系生油气层，一个是下侏罗统的西山窑组(J_1x)，另一个是下侏罗统八道湾组(J_1b)，为滨湖和河流沼泽相沉积、发育煤层和高碳泥岩。其地化特征是泥岩有机质丰富，可溶有机质含量较高，一般有机质含量大于1.5%，生烃潜量较大，一般$S_1+S_2>3mg/g$，另外煤系地层均含有高碳泥岩，有机碳含量在6%～25%之间，其生烃潜力特高，八道湾组高碳泥岩S_1+S_2平均可达40mg/g。西山窑组高碳泥岩S_1+S_2平均为12.3mg/g。有机质母类型为含腐泥腐殖型和腐殖型有机质。煤层厚度一般20～60m，其地球化学特征的显著特点是富含富氢组分，其中壳质组分含量最高可达23%，一般为5%～15%。这些煤和煤系地层生成了大量的油气，为鄯善、丘陵、温吉桑、柯克亚等油气田提供了丰富的煤成油气源，使吐哈盆地成为我国著名的煤成油气田。

华北地台东部的渤海湾盆地侏罗系分布较为广泛。据研究济阳坳陷是中、下侏罗统分布面积最大的地区，推测当时的沉积面积达25000km^2，推测地层厚度约3000m。灰色的砂砾岩和泥岩成互层，夹凝灰质砂岩，煤层集中在下部。

二连盆地侏罗系地层分布广泛，并且是该盆地的重要生油层。侏罗系上统巴达拉湖组是一套深灰色泥岩夹砂岩，并见白云质灰岩和泥灰岩及少量石膏。该套地层中含有孢粉、狼鳍鱼、叶肢介等化石，钻井揭示地层厚度为674m，其中暗色泥岩占地层总厚最大可达61%，预测这套地层在盆地内分布较广泛，是该盆地重要的生油层之一。

松辽盆地侏罗系为一套砂岩夹灰黑—深灰色泥岩、砂质泥岩和煤层，并有火山岩的沉积，厚度超过1000m。由于侏罗系沉积主要受断陷或地堑控制，因此分布面积较小。

四川盆地是我国南方侏罗系最大的沉积发育区。该盆地中部发育一套浅湖至半深湖的淡水介壳灰岩及黑色页岩，是良好的生油岩。向盆地边缘沉积环境渐变为滨湖、河湖交替相的砂岩和泥岩。四川盆地侏罗系生油层自下而上为大安寨组和凉高山组地层。大安寨组为一套湖相灰褐、深灰、褐灰色介屑灰岩夹灰褐色、灰黑色、黑色页岩及绿灰色含钙粉砂岩互层。凉高山组生油层主要为灰褐色介屑灰岩、介壳灰岩及灰黑色泥岩、页岩及粉砂质泥岩。这两套地层是川中油田的油源层。

侏罗系生油层分布见图3—3。

4)白垩系生油气层的分布

白垩系早期由于亚洲北部和东部海浸向南延伸，在我国北部近海地区发育了一套白垩系生油层，是我国最重要的生油层系之一，其中以松辽盆地最为著名。

松辽盆地白垩系分布普遍，累计最大厚度在3000m以上，其中下白垩统发育4套生油层，形成了世界著名的大庆油田。

(1)青山口组一段：在盆地中部、南部为灰黑色泥岩、页岩夹油页岩。盆地西南部、西部、北部、东北部为灰白色砂岩、粉砂岩夹灰黑、灰绿、棕红色泥岩。平均有机碳为2.20%，总烃为1612μg/g。

(2)青山口组二、三段：在盆地中部为灰黑色泥岩夹薄层粉砂岩、介形虫层，东南部自下而上为棕红、灰绿、灰黑色泥岩。西北部为灰白色砂岩、粉砂岩，夹灰黑、灰、灰绿、棕红色泥岩和介形虫层。平均有机碳含量为0.707%，总烃含量为285μg/g。

(3)嫩江组一段：盆地东北部和西北部为灰绿、灰黑色泥岩夹泥质粉砂岩、粉砂岩。盆地中

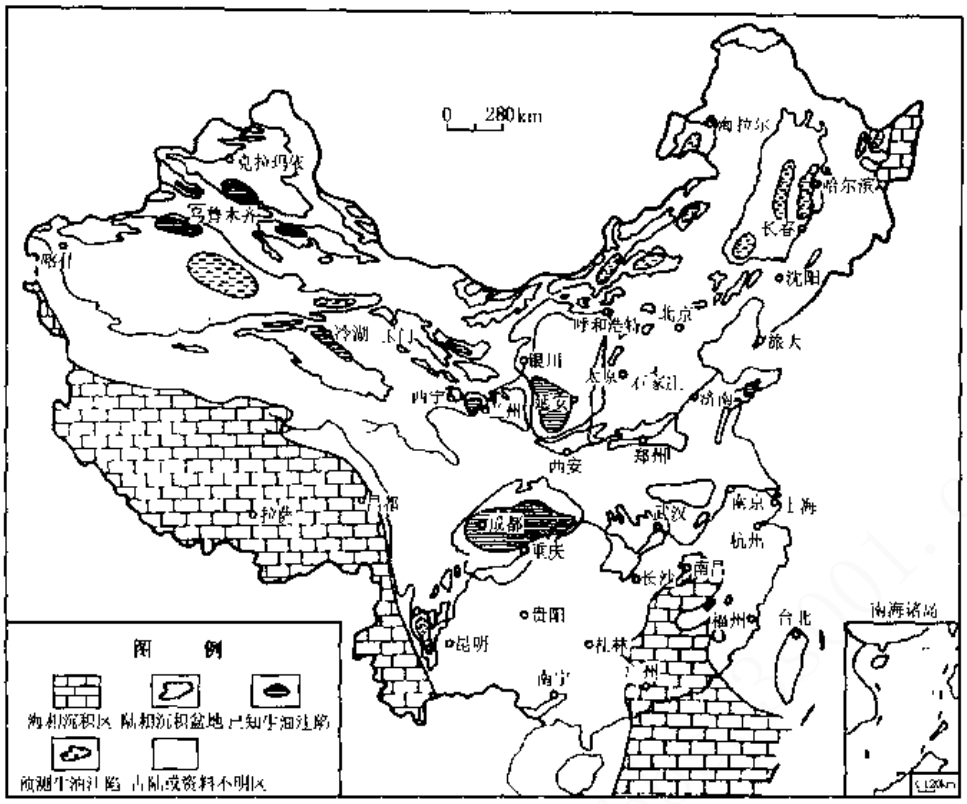


图 3—3 中国侏罗系陆相生油层分布示意图

(据盛志纬,1987)

部、东南部为大套灰黑色泥岩。盆地西北缘变为大段灰白、灰绿色砂岩、砂砾岩夹灰绿、深灰、棕红色泥岩。平均有机碳含量为 2.402%,总烃含量为 1467μg/g。

(4)嫩江组二段:大套深灰色泥岩和页岩,夹灰绿、灰白色泥质粉砂岩、粉砂岩,底部为油页岩,平均有机碳含量为 3.331%,总烃含量为 1000μg/g。

二连盆地白垩系分布也很广,下统巴彦花组无论是在坳陷或隆起区均有发育,主要岩性为砂砾岩、砂岩、暗色泥岩夹泥灰岩和油页岩。其中中下段在盆地内分布最广,主要以灰—深灰色泥岩为主,颜色由上向下依次变深,依次为浅灰色、灰色、深灰色到黑灰色。地层中含介形类、孢粉、螺蚌、叶肢介等化石。一般暗色泥岩厚度占总厚的比例为 30%～50%,在坳陷中心高达 90%,是该盆地重要的生油气层。

河西走廊盆地下白垩统分布广泛,其中酒西、酒东盆地发育最为完整,暗色泥岩最厚,是该区主要生油层系。酒西盆地下白垩统新民堡群为湖泊发育全盛时期,生油岩主要为半深湖—深湖相暗色泥、页岩,这些泥、页岩中富含叶肢介、介形虫等水生生物化石。全盆地平均有机碳含量达 1.4%,氯仿沥青"A"含量为 0.0911%,总烃为 603μg/g,为玉门油田提供了丰富的油源。

吐鲁番盆地、准噶尔盆地、陕甘宁盆地、柴达木盆地、渤海湾盆地、四川盆地、江汉盆地等都有白垩系分布,但缺乏生油条件。白垩系生油层分布见图 3—4。

5)第三系生油层的分布

第三系生油层在我国分布极为广泛,下第三系在我国陆上除了塔里木和喜玛拉雅地区保持海相沉积外,不同规模的陆相湖盆遍及全国,包括我国现代沿海海域,是我国陆相沉积发育的全盛时期,是我国另一个最重要的陆相生油层系。

下第三系在我国东部渤海湾盆地最为发育,始新统孔店组生油层有一定的分布面积,冀中

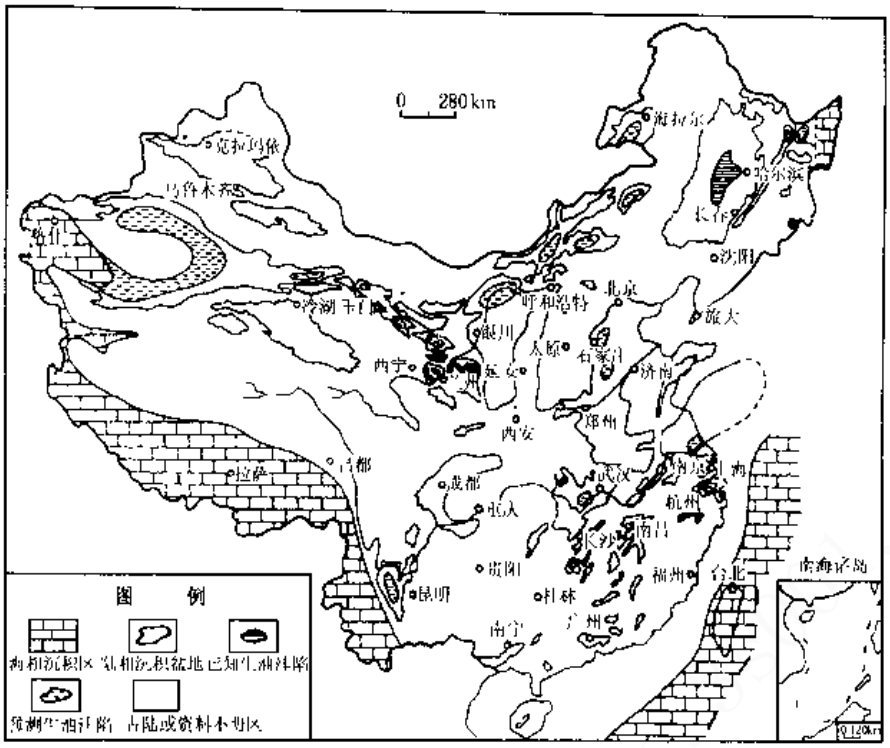


图 3—4　中国白垩系陆相生油层分布示意图

（据盛志纬，1987）

坳陷暗色泥岩主要发育在北部廊—固四陷及南部的晋县、束鹿凹陷。黄骅坳陷的沧东、南皮凹陷。孔店组二段有 400m 厚的暗色泥岩。

渐新统生油层分布最广，遍及整个渤海湾地区。沙三段以大套暗色泥岩为主，沙一段为灰色泥岩夹生物碎屑灰岩、油页岩、白云岩。在几乎所有的凹陷中这两套地层都是主要生油层，它们是我国渤海湾含油气区的油源层。渤海湾盆地另一套生油层是东营组，岩性为灰绿、浅灰、灰色、灰黑色泥岩、碳质页岩和砂砾岩互层。在冀东南堡凹陷和渤海海域的渤中凹陷具有较好的生油条件，是该区主要的生油层之一。

此外，南襄盆地核桃园组、江汉盆地潜江组、安徽盆地及江苏句容盆地的阜新组等下第三系生油层也普遍发育，并形成了一系列的油气田。其中南襄盆地泌阳凹陷核桃园组生油岩岩性为灰、深灰、灰黑色泥岩，富含介形、轮藻化石，有机碳平均含量为 1.68%，氯仿沥青“A”为 0.1994%，总烃为 1199μg/g。有机质类型为腐泥型有机质，是极好的生油岩。因此形成了著名的“小而肥油田”。下第三系生油层分布见图 3—5。

上第三系在我国分布也很普遍（图 3—6），但仅有柴达木盆地西部凹陷、准噶尔南缘独山子一带具备生油条件。其中柴达木盆地茫崖坳陷为典型代表：

（1）油砂山组为浅灰、灰色及深灰色泥岩，少量灰绿色钙质泥岩及砂质泥质，厚 800～2200m。有机碳含量为 0.2%～0.44%，氯仿沥青“A”含量为 0.064%。

（2）上下柴沟组为深灰、黑灰色泥岩、钙质泥岩，少量为灰色泥岩及钙质泥岩。厚 600～800m，有机碳含量为 0.30%～0.75%，氯仿沥青“A”含量为 0.1194%。

6）第四系生气岩

第四系在全国各地广泛分布，柴达木盆地东部已证实为重要的生气层。柴达木盆地东部在第四纪发生强烈坳陷，接受了厚达 3200m 的沉积，主要岩性为深灰色、灰色和浅灰色为主的泥岩、砂岩及薄层碳质泥、页岩。深灰色和灰色泥质岩占地层总厚度的 80%。地层含大量的

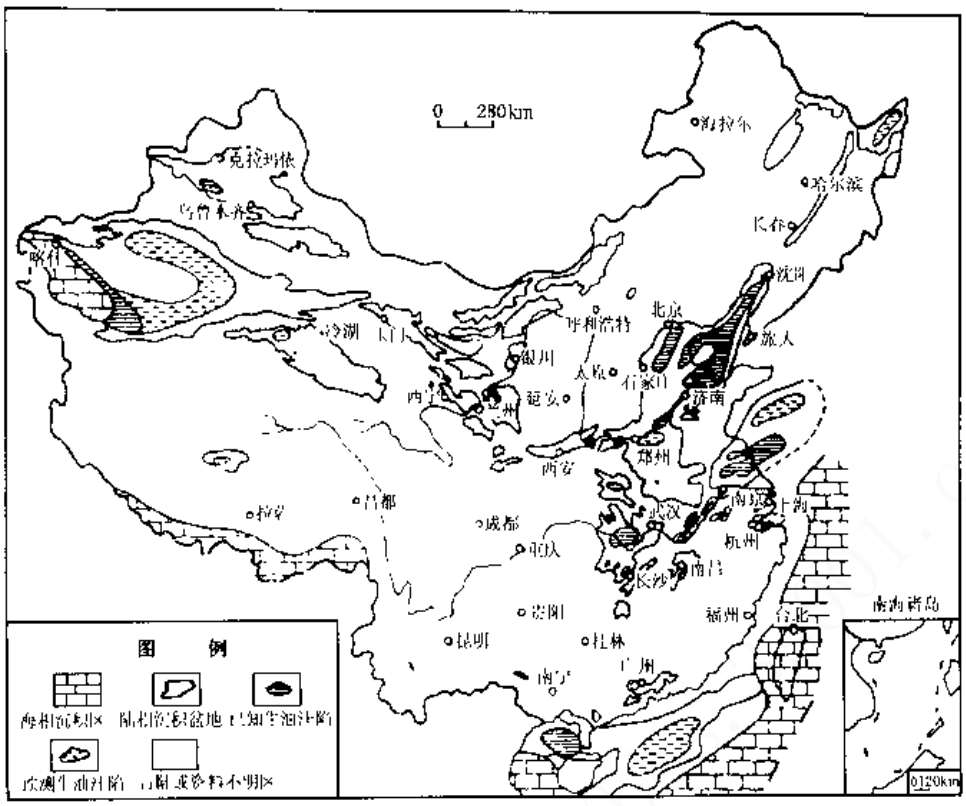


图 3—5　中国下第三系陆相生油层分布示意图

（据盛志纬，1987）

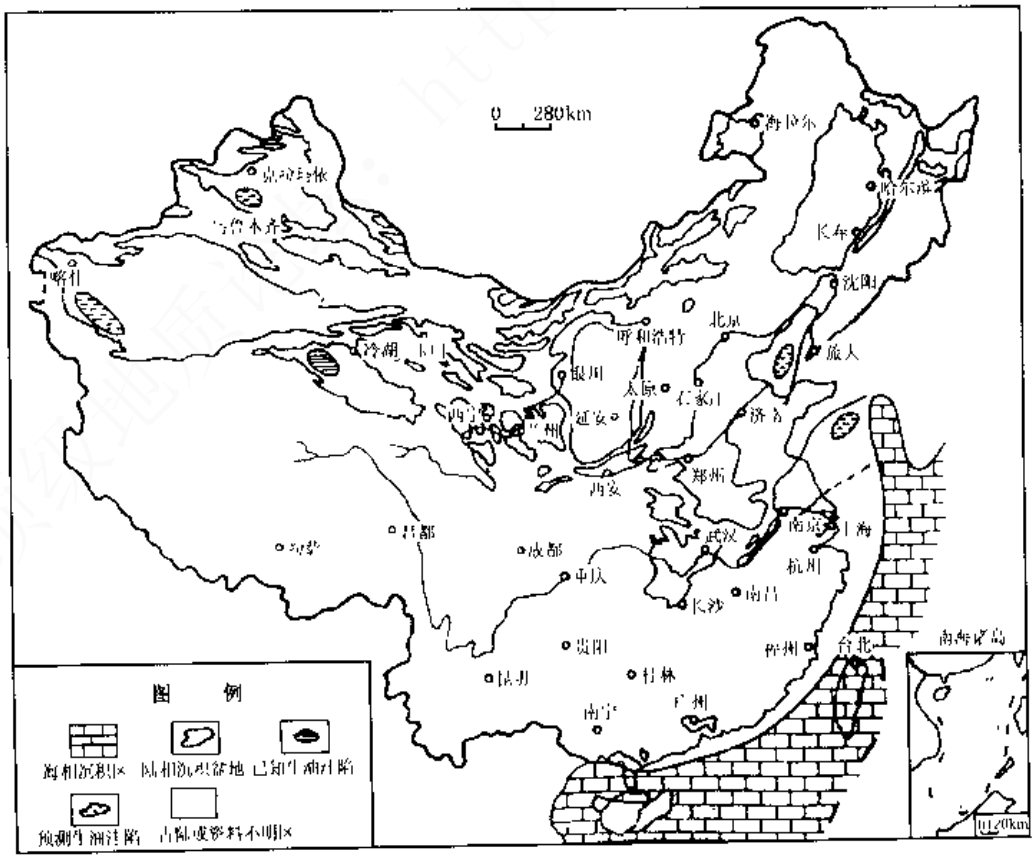


图 3—6　中国上第三系陆相生油层分布示意图

（据盛志纬，1987）

介形类、孢子、眼子菜、圆形克氏藻及盘星藻等生物化石。有机碳含量为0.10%～0.50%，有机质类型属腐殖型。氯仿沥青"A"中，非烃占40%～70%，据研究为未成熟的生气岩。

2.中国海相生油气层分布

在我国海相沉积中，泥、页岩生油气层和碳酸盐生油气层都很发育。我国海相沉积区的面积达$250\times10^4km^2$，沉积厚度一般数千米，最厚可达万米。四川威远震旦系气田是我国所发现的时代最老的海相气田。从中—上元古界、古生界到新生界的海相沉积中，油气显气都很丰富，表明我国海相沉积具备良好的生油气条件。

1)元古代生油气层分布

中元古代蓟县期大量发育碳酸盐岩，代表中元古代海侵的高潮，在冀东坳陷沉降幅度最大，中—晚元古界沉积厚近万米。其中的雾迷山组和高于庄组可能是我国发现的最老生油层系，同位素测得地质年龄约为8～19亿年。环境稳定，气候温暖湿润，蓝、绿藻生物呈周期性大量繁殖，沉积物以碳酸盐岩占绝对优势，富含有机质，色暗，形成藻叠层白云岩，占地层总厚度的50%以上。特别是密纹层、密波纹藻叠层白云岩含有机质最丰，击之有沥青臭味，称为沥青质白云岩。原华东石油学院勘探系20世纪80年代初用偏光和荧光显微镜结果证实了有机质的原生性。原生油苗及油气显示甚多，有机碳含量为0.1%～0.26%，氯仿沥青"A"含量为1.5%～3%，具备良好的生油条件，在华北地区这是一套值得重视的海相生油层系。

2)震旦系生油气层分布

震旦系海相生油气层系分布在南方，上统陡山沱组黑色泥、页岩和灯影组富藻白云岩都是生油气层。前者分布在川东、湘鄂西及黔北一带，后者发育在四川、黔北、湘鄂西、江汉，直到苏北—南黄海的广大区域。四川威远气田中的天然气即产自灯影组的富藻白云岩。

3)寒武系生油气层分布

寒武系是一套海侵沉积，南方为"扬子海"、北方为"中朝海"，海盆开阔，水域不断扩大，沉积环境稳定，适于生油层系的发育。寒武系生油层在北方和西北地区以上统碳酸盐岩为主，生油气区主要分布在华北及塔里木，其次在鄂尔多斯及柴达木的部分地区。原华东石油学院碳酸盐岩石油地质研究室在华北地区的研究(1983)，认为下统府君山组和上统风山组深灰色块状云斑灰岩及叠层藻灰岩生油条件较好，有机碳含量为0.11%～0.14%，有利生油区在霸县—渤海一带。我国南方寒武系以下统海相暗色粘土岩及碳酸盐岩为主要生油层系，发育在黔北、四川、川湘一带，富含有机质，有裂隙油苗、气苗和沥青脉，具备良好生油条件。在下扬子地区江浙一带上寒武统见有沥青，为一套温暖气候下的浅海沉积，也可能适于生油。20世纪90年代以来，原中国石油天然气总公司对塔里木盆地大规模勘探开发会战研究表明，中上寒武统是重要的生油气层。有机质丰富，残余有机碳仍大于1.0%，为塔里木盆地提供了重要的油气来源。现已证明是塔里木盆地的主要生油气源岩。

4)奥陶系生油气层分布

奥陶系在我国是分布最广的海相碳酸盐岩系。南方下奥陶统浅海相碳酸盐岩生油层系分布在川东、滇黔桂、川湘至下扬子一带，生物化石丰富，有机碳含量为0.1%～0.5%，富含黄铁矿，在江苏见灰岩晶洞裂隙原油，浙西见沥青脉。北方中奥陶统为浅海相稳定的碳酸盐沉积，广泛分布在华北、山西、鄂尔多斯一带。华北地区马家沟石灰岩残厚600～800m，灰至深灰色，中层—块状，化石丰富，有机碳含量为0.11%～0.22%，氯仿抽提物含量为0.02%～0.07%，属低能局限海到开阔海沉积，是有利的生油层系，其生油条件有向北变好的趋势。西北地区塔里木和柴达木盆地也有奥陶系浅海相碳酸盐沉积，其中塔里木盆地奥陶系是重要的烃源烃、

有机碳含量可大于1.0%，是塔里木盆地已知的主要烃源层之一。

5)志留系生油气层分布

志留系生油层系分布在四川、滇黔桂和下扬子地区，有机碳含量为0.2%～1.02%，氯仿抽提物含量为0.05%～0.09%。见到多种类型油气显示，浙西萧山沥青脉规模巨大，可能为石油炭化变质产物。在贵州凯里地区则见碳酸盐岩中产液体原油，生油条件较好。

6)泥盆系生油气层分布

泥盆系中、上统为海侵沉积，具备生油条件，可能生油区分布在雪峰古陆两侧的滇黔桂湘地区。滇东、黔南一带浅海相暗色碳酸盐岩夹粘土岩厚逾千米，油气显示普遍，为可能的生油层系。四川龙门山地区中泥盆统厚达2800m，油气显示丰富，是有利的生油层系。

7)石炭系生油气层

石炭系生油层在南方以下统海相碳酸盐岩为主，发育在滇黔桂湘一带，其次还有龙门山、下扬子地区，厚逾千米，有晶洞原油和井下气喷等多种类型显示，湖南祁阳文家冲油苗，见褐色原油从石灰岩裂隙中溢中，三天可捞含水原油400余斤。在北方中、上石炭统为海陆交互相沉积，是闻名中外的成煤层系，但在坳陷区暗色泥岩发育，仍可能相变为生油层系.

8)二叠系生油气层

二叠系海相碳酸盐岩广泛发育在南方，早二叠世大规模海侵造成区域性分布的阳新统浅海相生油层系，在四川、滇黔桂及下扬子一带，多为暗色碳酸盐岩，化石丰富，常具沥青臭味，油气显示普遍，常见石灰岩裂隙及晶洞含原油。川中龙女寺构造女基井栖霞组顶部测试获气$4.55\times10^4m^3/d$以及川南若干二叠系气田的发现，都证明二叠系具备生油气能力。在塔里木盆地西北下二叠统也是暗色碳酸盐岩，有机碳达0.25%～1.5%，晶洞原油、沥青及裂隙沥青甚多，也是良好的生油层系。此外，青藏高原海相二叠系中也是较好的生油气系。

9)三叠系生油气层

三叠系在南方为海相沉积，在龙门山—康滇古陆以东的川滇黔桂和长江中下游(包括苏北—南黄海)一带，中、下三叠统多为浅海、滨海及泻湖相沉积，暗色泥质碳酸盐岩和粘土岩发育，局部夹有石膏。在四川盆地发现大量工业性油气田，其他区域常见油气显示。伏牛山东风13井试油产油2840kg，都证明它是一套良好的生油层系。

10)侏罗系生油气层

侏罗系海相生油气层主要分布在藏北羌塘盆地，主要生油气层位是上侏罗统索瓦组和中侏罗统的布曲组、夏里组。在近几年的野外踏勘中普遍发现沥青充填晶洞的裂隙。在安多114道班碳酸盐裂缝中发现液态油苗。羌塘盆地分布面积大于$10\times10^4km^2$，生油层厚度大于1500m，有机碳含量泥岩大于1%，灰岩大于0.3%，是青藏高原重要的生油层系。

11)白垩系生油气层

白垩系海相生油气层主要在藏北措勤盆地，主要生油气层是下白垩统郎山组生物碎屑灰岩，泥晶灰岩及泥灰岩，以及下白垩统川巴组海相深灰色、灰黑色泥、页岩。生油层厚度可达数百米，裂缝和晶洞常被沥青充填，最近研究在它口错复式向斜区碳酸盐中发现油气显示，油源对比证实油源层为下白垩统郎山组碳酸盐岩提供。在新疆塔里木盆地西南地区，上白垩统牡蛎灰岩、泥灰岩和泥岩，岩性稳定厚达数百米，也是可能的生油层。

12)下第三系生油气层

下第三系海相沉积分布在西藏、新疆、塔西南、东部沿海及海域，发育有生油层系。藏北里田湖和叶西尔湖地区灰黑色石灰岩和沥青质页岩发育，厚度超过2000m，是良好的生油层系；

新疆塔里木盆地西南地区暗色粘土岩和石灰岩，也具备生油条件；华北、苏北、广东龙归以及江汉盆地的下第三系地层中陆续发现海相化石分子，说明曾经遭受海侵；台湾西部及台湾海峡海相下第三系已变质，但向东海、南海从始新统至上第三系都可能具有海相生油层系。

第二节　生油气层测试技术与评价指标

在一个盆地和坳陷的油气勘探中，烃源岩的正确评价是有效勘探的前提，因为优质有效的烃源岩是油气生成的物质基础。而烃源岩评价是建立在全面系统的有机地化测试数据的基础上的。随着烃源岩评价技术和分析测试仪器的飞速发展，实验室的分析项目、流程也在不断完善和发展。当前有机地球化学主要的实验技术和分析流程见图3—7。其特点是仪器分析逐步代替经典的化学分析，技术进步，分析流程简化，分析手段的现代化提供了更多的分析项目。分析精度越来越高。

生油气岩的地球化学要素有三个：即岩石中有机质的丰度和数量；有机质的类型、性质以及有机质的热演化程度。这三个因素之间既相互联系，又相互制约。对油气源岩进行评价就是研究它们的数量、性质和特性，以确定生油潜量的大小，从而最终确定油气资源量　如果某一地层的有机质丰度很低，其有机质降解生成的烃类只能满足岩石矿物和有机质本身的吸附，甚至还不足以饱和这种吸附时，那么即使类型再好，并处于理想的演化阶段，也不能成为有效的生油岩。同时，若有机质丰度较高，但生烃潜量接近或等于零，即所谓"死炭"，这种有机质也是没有实际意义的。另外，若有机质丰度也高，类型也好，但没有到达生油门限，也不可能提供大规模的油、气源，并无法形成大型油气藏。因此，在生油层评价中，不是孤立地研究其中的某一个因素。重要的是研究有机质丰度、类型、演化之间的相互关系，综合判断。

一、有机质丰度测试技术与评价指标

生油岩中有机质是油气形成的物质基础，因此生油层中有机质的含量及分布是评价生油层最基本的指标。但是由于沉积盆地中的有机质都经历了漫长的地质发展阶段，原始有机质丰度已无法直接测得，只能测出残留的有机质丰度。由于有机质只有少部分转化为油气，因此，残留有机质也可作丰度的指标。这些年来随着科学技术的发展，分析测试手段的不断完备，目前生油岩有机质丰度的测试和评价已形成了一套成熟的技术，并建立了相应的评价指标和判别标准。主要有有机碳含量、氯仿沥青"A"含量、总烃含量、有机质热解生烃潜量（S_1+S_2）四种评价指标。

1. 有机碳含量

有机碳是指沉积岩石中与有机质有关的碳元素，总有机碳含量（TOC）是指单位重量岩石中有机碳的重量，用百分数来表示（%）。有机碳含量是一种简便而有效的评价有机质丰度的办法，是评价生油岩有机质丰度最主要的指标。

岩石中有机质的含量与有机碳存在着一定的比例关系。对于古代沉积岩，许多学者提出的经验数字是：有机物质/有机碳比值为1.22～1.33。实际测量时岩石中有机碳值只是剩余有机碳的含量。因此，有机质在沉积和成岩中，一部分已经水解、耗损或转化成烃。但一般说来剩余有机碳取决于原始沉积有机质的多少，因此仍是评价有机质的重要指标。

1）有机碳检测的基本原理

将岩石样品粉碎至粒径小于0.2mm，用5%盐酸加热煮沸，除去碳酸盐后的剩余残渣（除去无机碳），在高温有部分氧气存在的条件下将有机质燃烧成二氧化碳。检测产生的二氧化碳

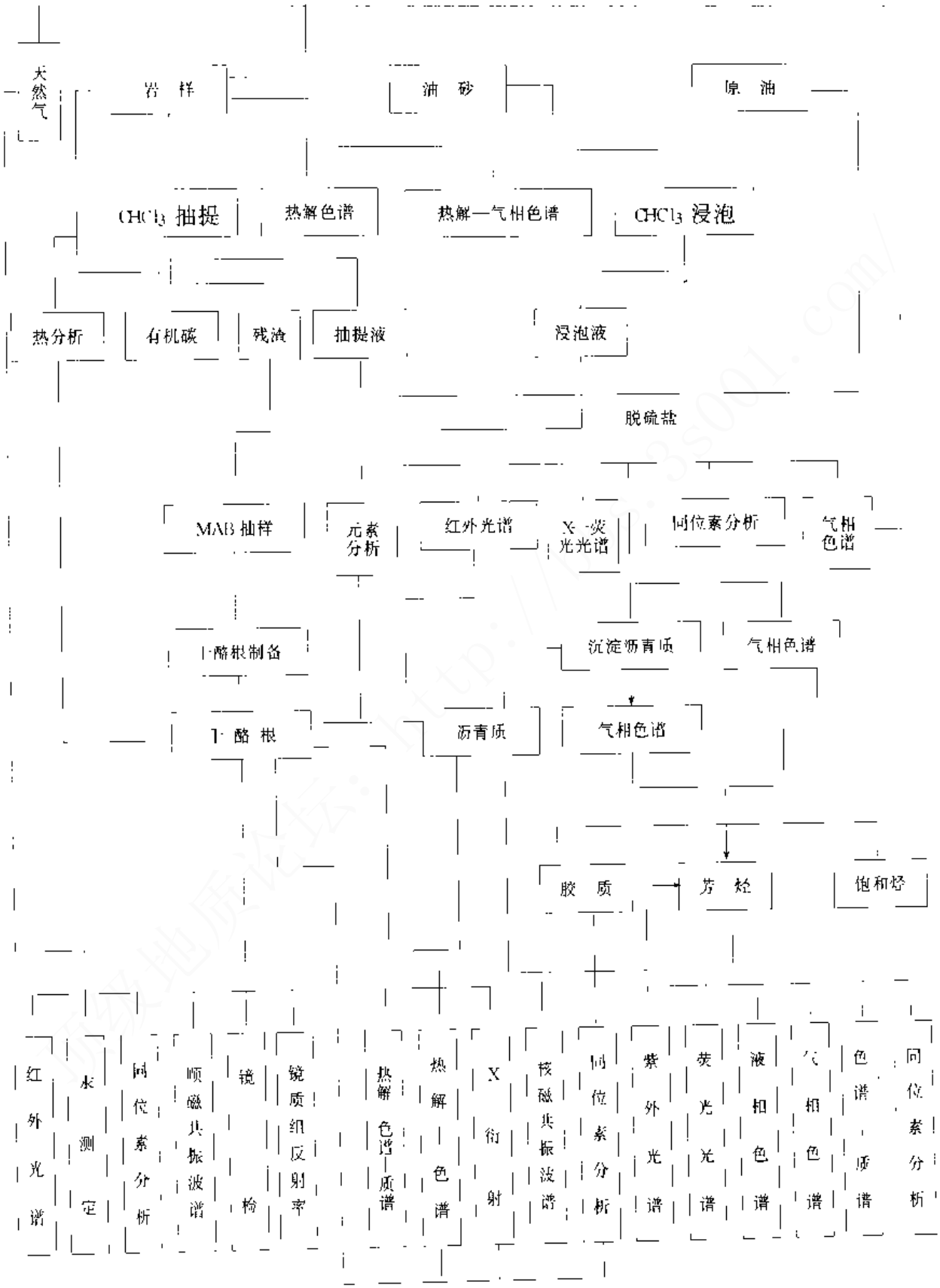


图 3—7 我国石油地球化学实验分析流程图

量并将其换算成碳元素的含量，最终计算出有机碳的含量。根据二氧化碳含量检测原理不同可分为体积法、重量法、容量法、库仑法、仪器法。

$$C_{有机} + O_2 \longrightarrow CO_2 \tag{3—1}$$

(1)干烧重量法。

①原理。先用稀盐酸除去岩石样品中的无机碳，然后放在高温氧气流中燃烧，生成的二氧化碳用碱石棉吸收，以碱石棉的增量计算出总有机碳的含量。

②有机碳测定。

a.设备流程装置及化学试剂：

干烧重量法测定总有机碳的设备装置(见图 3—8)，天平(感量 0.01mg)，碱石棉、酸洗石棉、无水高氯酸镁(分析纯)、无水氯化钙(分析纯)、过氧化氢、硝酸银及氢氧化钠等。

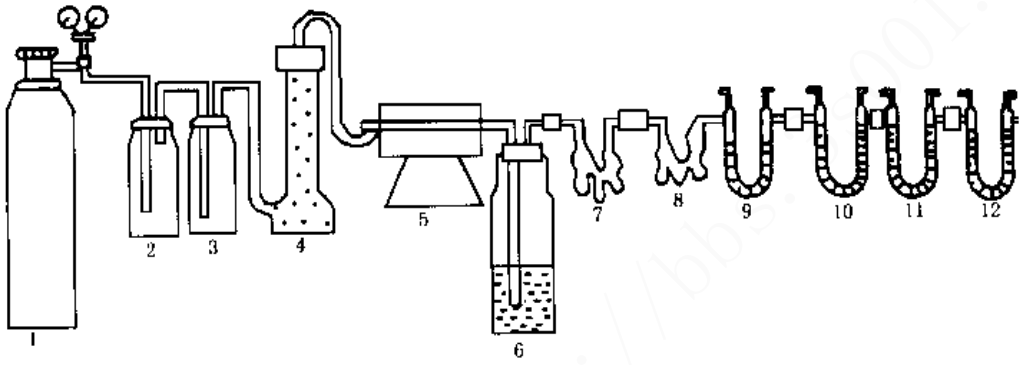


图 3—8　干烧重量法测定总有机碳设备装置示意图

1—氧气钢瓶；2—安全瓶；3—洗气瓶(内盛 40%氢氧化钠)；4—干燥塔(内装无水氯化钙)；5—管式燃烧炉及石英管；6—硫吸收瓶(内盛 3%过氧化氢)；7—钾球(内盛 10%硝酸银)；8—钾球(内盛浓硫酸)；9—大 U 型管(内装无水高氯酸镁)；10,11—称量 U 型管(进端装入玻管烧碱石棉，出气端装入玻管无水高氯酸镁)；12—U 型管(内装试剂与 10,11 相同但方向相反)

b.分析步骤：

样品制备→称样(0.01～1g)→溶样→转移(将样品残渣和酸洗石棉全部转称到瓷瓶中)→烘干→恒重称量 U 型管→灼烧(将装有样品的瓷瓶送入管式炉石英管中通氧灼烧)→称量 U 型管→关闭氧气阀→结果分析　测定样品必须先测定空白值。

测量样品中的总有机碳含量，按下式计算：

$$C = \frac{(A - B)}{W} \times 0.2727 \times 100\% \tag{3—2}$$

式中　C——测定样品的总有机碳含量，%；

A——称量 U 型管增量，g；

B——测量空白值，g；

W——测定样品重量，g；

0.2727——二氧化碳中碳的质量分数。

(2)体积法。

将产生的二氧化碳经过净化进入量气管，先计量体积，然后用 KOH 吸收二氧化碳，最后测量剩余体积。从两次体积差计算二氧化碳体积。

(3)容量法、库仑法。

两者都采用氢氧化钡吸收二氧化碳，用草酸标准溶液检测剩余的氢氧化钡，库仑法则用

电解高氧酸钡来补充氢氧化钡的消耗，保持吸收液 pH 值不变，用所消耗的电量来计算碳的含量。

(4)仪器法。

这是目前采用的主要方法。随着分析仪器的发展，现在全国各主要实验均采用仪器来测定有机碳。将岩石样品先加盐酸处理除去无机碳后进入仪器，用计算机控制样品燃烧，用热导或红外检测器测量二氧化碳的含量，按设定程序自动打印出有机碳的含量。由于每批测量前均要根据样品类型，选择高、中、低三种碳含量的标准物质进行标样校正，因此这种方法测量精度和结果的重复性都远远高于以往别的分析方法。目前国内使用的主要仪器是美国力可(LECO)公司生产的 WR—12 碳测定仪和碳硫测定仪(CS—144、CS344、CS—400)，其中后者更先进，在我国部分实验室已引进。WR—12 碳测定仪分析流程如图 3—9。

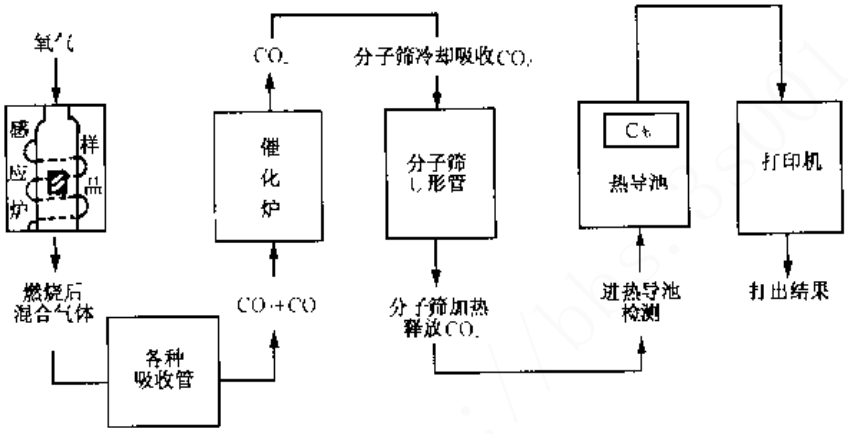


图 3—9　WR—12 型碳测定仪分析原理示意图

2)有机碳含量评价指标应用

有机碳含量是国内外作为生油岩有机质丰度评价应用得最早，资料积累最多的一项指标。我国对陆相生油岩研究工作最为深入，已形成了一套较规范的评价标准。生油岩有机碳含量标准如表 3—1 所列。近年来，随着我国吐哈煤成大油气田的发现，煤系源岩的研究也取得了长足的进步(表 3—1)。

表 3—1　我国生油气岩有机碳含量评价标准

岩性 \ 生油级别	好	中	差	非
泥　岩，%	>1.0	1.0~0.6	0.6~0.4	<0.4
碳酸盐岩，%	>0.3	0.3~0.2	0.2~0.1	<0.1
煤　系，%	>3.0	3.0~1.5	1.5~0.75	<0.75

碳酸盐岩研究这些年越来越深入。由于我国碳酸盐烃源岩多为古生界高成熟烃源岩，其特征与国外有很大不同，*TOC* 低是一个显著的差别。不同学者提出了不同的评价标准，但一般认为碳酸盐岩烃源岩现今残余 *TOC* 下限值为 0.1%，中等烃源岩 *TOC* 为 0.2%~0.3%，差烃源岩 *TOC* 为 0.2%~0.1%，好的烃源岩 *TOC*>0.3%(表 3—1)。对不同地区不同演化阶段 *TOC* 划分标准，应做相应的热模拟实验进行恢复以精确确定，在后面的热模拟实验部分将有详细介绍。

应当指出的是：仅凭 TOC 进行有机质丰度评价是不完善的，还应当结合氯仿沥青“A”、总烃及热解烃潜量综合评价。

2.氯仿沥青“A”及总烃含量

氯仿沥青“A”及总烃含量是通常用来评价有机质丰度的指标之一。氯仿沥青“A”是指可溶于氯仿的有机质含量。总烃是指氯仿沥青“A”中饱和烃和芳烃的总含量。这是用可溶有机质来表征有机质丰度的一对指标。一般说来岩石中可溶有机质含量高其有机质丰度也比较高。

1)氯仿沥青抽提及氯仿沥青“A”含量

将岩石样品粉碎为小于 0.09mm 的粉末，在水浴上氯仿沸温条件下不断地用氯仿($CHCl_3$)抽提，把岩石中的可溶有机质抽提出来。根据岩性及研究目的不同，抽提装置不同，时间也不一样。按中国石油天然气行业标准用氯仿($CHCl_3$)，一般实验室采取索氏法抽提。泥岩、碳酸盐岩一般分别抽提 72h、120h。索氏抽提装置见图 3—10。将样品粉碎至粒径为 0.09mm 以下，取 2.00～400g 装入滤纸做成的袋中，放在抽提器的样品室内，通过溶剂回流，将样品中的有机质萃取出来。早期的索氏抽提器采用回流式，目前多改用直流式，以提高萃取效率。如回流式萃取氯仿沥青要抽提 60h 以上，而采取直流式抽提最多的抽提 16h 即可。

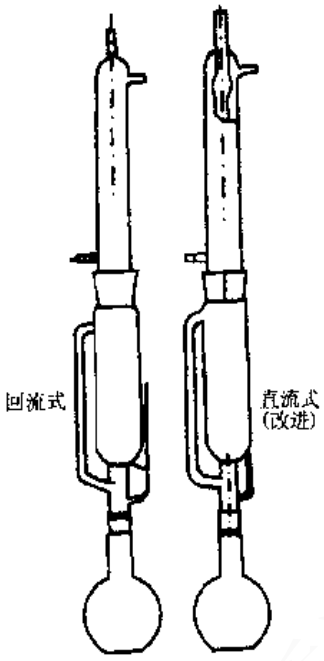


图 3—10 索氏抽提和改进装置

最终检验要求抽提至荧光 3 级以下。然后自然干燥计算单位岩石中氯仿沥青抽提物含量即为氯仿沥青“A”含量。

2)族组分分析及族组成

抽提出的氯仿沥青“A”是一个有机混合物。一般分为 4 大类即通常称的氯仿沥青“A”族组成：饱和烃、芳烃、沥青质、胶质，其中饱和烃和芳烃之和称为总烃。族组分的分离基于不同组分有机质与吸附剂之间的吸附性能不同，利用各种有机溶剂的极性不同，其脱附能力的差异，采取不同的冲洗有机溶剂可以达到对不同物质的脱附、分离效果。将氯仿沥青“A”中的饱和烃、芳烃、胶质、沥青质进行分离，最后以重量法求得其含量。

(1)柱层析法。

将试样中的沥青质用正己烷或石油醚沉淀，将其可溶物通过硅胶氧化铝层析柱，采用不同极性的溶剂，依次将其中的饱和烃、芳烃和非烃馏分分别淋洗出，驱赶溶剂，称量求得试样中各组分的含量。

①称样：称取样品 20～50mg(氯仿沥青“A”或原油样品)并放入 50mL 三角瓶中。

②稀释样品—沉淀沥青质：在称取的试样中加入 0.1mL 氯仿，使试样完全溶解。待氯仿挥发后，在不断晃动的条件下逐渐加入 30mL 正己烷或 30～60℃的石油醚，静置 12h，使试样中的沥青质沉淀，然后采用塞有脱脂棉的短颈漏斗过滤沥青质，待有机溶剂挥发后称取沥青质的质量。

③柱层析分离：将过滤后的滤液放在 75～80℃的水浴上蒸馏，浓缩成 3～5mL 时取下，在装有脱脂棉硅胶氧化铝的玻璃层析柱上进行层析分析。首先用正己烷或 30～60℃的石油醚淋洗饱和烃；第二步用 2∶1 的二氯甲烷与正己烷或 30～60℃的石油醚混合溶剂淋洗芳香烃；最后先用 10mL 无水乙醇后用 10mL 氯仿淋洗非烃。每步淋洗均观察层析柱的液面颜色变化

特征。承接三种组分，装在称量瓶中。

④各类组分恒重：将承接的三种组分称量瓶置于不高于40℃条件下，挥发干溶剂并称量至恒重。

⑤计算公式如下：

$$W(S.A.N.B) = \frac{(G_1 - G_2) - G_3}{m} \times 100\% \qquad (3-3)$$

式中 $W(S.A.N.B)$——各组分的质量数，mg；

G_1——称量瓶加组分加空白值的质量数，mg；

G_2——称量瓶质量，mg；

G_3——组分空白值，mg；

m——称样质量，mg。

(2)液相色谱法。

利用液相色谱法能够高效地将饱和烃、芳烃和非烃分离开，然后通过示差检测器和紫外检测器进行鉴定，但沥青质仍需事先沉淀分离。

①分析条件：采用ZWG—80—20—30μm硅胶柱，流动相为正己烷(经0.45μm滤膜过滤、脱气)。

正己烷的流速3mL/min，饱和烃用示差检测器检测，芳烃和非烃用紫外检测器检测。若收集非烃，则流动相改用二氯甲烷—丙酮溶液(体积1:1)，采用反冲法。

样品量为100mg左右，用正己烷溶解并摇匀，加入的流动相体积应略大于进样量管体积。

②族组成计算：样品称重、浓缩等同柱层析法，按照各自的质量分别计算其百分含量。

(3)棒薄层/氢火焰离子化分析法(TLC/FID)。

近年来棒薄层色谱技术在氯仿沥青"A"族组分析中应用较为广泛。其原理是用展开剂将氯仿沥青"A"抽提物在棒薄层柱上展开，然后用棒薄层氢火焰离子检测器进行检测，确定饱和烃、芳烃、胶质、沥青质。这种方法最大的好处在于不需干燥恒重，因此组分中的轻烃不易损失。

①检测条件。

仪器：TLC/FID MK—5型棒薄层色谱仪

薄层棒为ϕ0.9mm×150mm的石英棒，表面涂有二氧化硅凝胶体。

②检测方法。

a.样品棒薄层分离：将样品用三氯甲烷溶解，并配制成浓度为10mg/mL的溶液；用微量注射器抽取0.5～0.1mL的样液点到活化处理过的薄层棒上离末端约1.0cm处，待溶剂挥发干后，将薄层棒依次分别放入三个层析缸内展开。首先在第一个层析缸内用正己烷溶剂展开饱和烃，使溶剂上升至8～9cm处，取出干燥挥发溶剂2min，并将薄层棒置于恒温缸内保持10min后，再将薄层棒放入第二个层析缸内，用正己烷：二氯甲烷=1:1(体积比)的二元溶剂展开芳烃，使溶剂上升4～5cm处，取出重复前处理方法后，再将薄层棒放入第三个层析缸内，用正己烷：异丙醇(或异戊醇)=90:10(体积比)的二元溶剂展开非烃，使溶剂上升1.5～2.0cm，沥青质则留在原点上。取出薄层棒在室温下放置5～10min，挥发溶剂，此时的薄层棒已成为分离好的制备样品棒，上机检测。为了保证非烃展开的质量效果，也可把同一个样品单独进行展开检测。

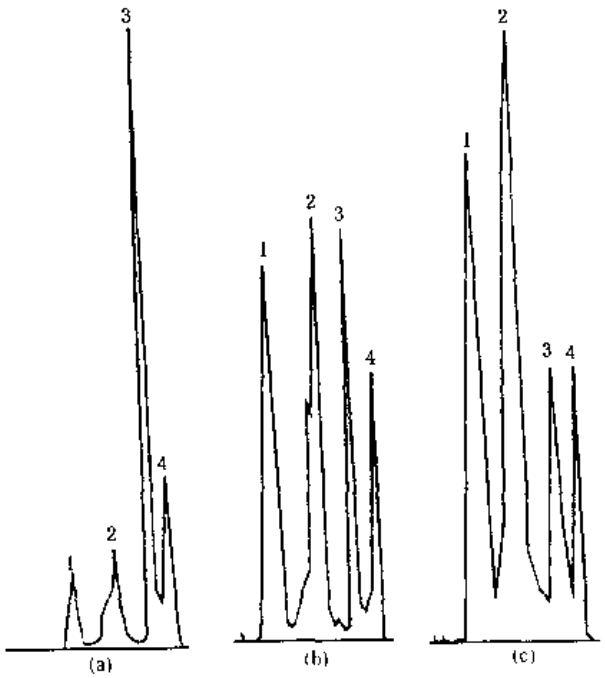


图 3—11　原油和岩石可溶有机物 TLC/FID 分析谱图

(a)江汉潭稠 1 井原油；(b)塔里木盆地原油；

(c)塔里木盆地油砂抽提物

1—饱和烃；2—芳烃；3—非烃；4—沥青质

b. 样品色谱分析检测：首先打开棒薄层火焰离子化分析仪的电源总开关和其他开关，调试仪器达到良好的分析条件要求，然后将已分离好的样品薄层棒放入仪器内进行扫描检测，分析结果由数据处理记录仪给出。

③分析结果及计算。

a. 分析结果见分析谱图(图 3—11)。

b. 计算方法：以四个峰的峰面积，乘以各自响应子进行归一化法计算各个族组分的质量百分含量。

3)氯仿沥青"A"及总烃在有机质评定中的应用

岩石中氯仿沥青"A"含量包括有机质从生命体中直接继承而来的，以及生物化学阶段的可溶有机物，大量的则是进入成熟门限后干酪根热降解的可溶有机质。因此在应用氯仿沥青"A"及总烃作有机质丰度指标时，应考虑到有机质母质类型、热演化程度和排烃相似性。由于不同岩性生油气岩，其生烃地球化学特征不同，因此用氯仿沥青"A"和总烃评价其生油气优劣标准也不同(表 3—2 及表 3—3)。

表 3—2　泥岩、煤系泥岩、碳酸盐岩氯仿沥青"A"与总烃评价表

生油岩级别 / 岩性	好		中		差		非	
	氯仿"A" %	总烃 μg/g	氯仿"A" %	总烃 μg/g	氯仿"A" %	总烃 μg/g	氯仿"A" %	总烃 μg/g
泥　岩	>0.1	>500	0.1~0.5	500~200	0.5~0.01	200~100	<0.01	<100
煤系泥岩	>0.06	>300	0.06~0.03	200~120	0.03~0.015	120~50	<0.015	<50
碳酸盐岩	>0.03	>80	0.03~0.02	80~50	0.02~0.01	50~30	<0.01	<30

表 3—3　煤氯仿沥青"A"(%)评价生油岩标准

生油级别 / 演化阶段 Ro,%	好	较　好	较　差
≤0.6	>3.0	3.0~2.0	<2.0
0.6~1.3	>2.5	2.5~1.5	<1.5
>2.5	>1.0	1.0~0.5	<0.5

3. 岩石热解(Rock—Eval)产烃潜量($S_1 + S_2$)

生油岩的产烃潜量，就是生油岩中的有机质在热解时所产生的烃类(油＋气)的总和，即是岩石中已存在烃(可溶烃)S_1 和岩石中有机质热解烃 S_2 之和($S_1 + S_2$)。一般生油岩在相同成熟度和类型条件下，有机质丰度大(有机碳含量高)，产油气量就多。但因有机碳包括不能用

有机溶剂抽提和不能热解生烃的碳，因此有机碳的含量并不绝对反映生油岩潜力的大小，而产烃潜量则是其直接评价生油能力好坏的一个重要指标。

1)岩石热解(Rock—Eval)分析基本原理

岩石热解快速定量评价(Rock—Eval)技术是20世纪70年代末发展起来的方法，我国于1980年开始引进该项技术。目前该项技术由于其快速、经济的特点而在国内外得到普遍的应用。

岩石热解仪(图3—12)包括一个有温度程序升温的热解炉子(1)。可以使样品(2)在氮气条件下加热至500℃。炉子采用屏蔽的电阻丝加热，最高温度可达600℃。炉子上方有一个热分流器(3)，它把热解气体分为两个相等的部分。一方面把气流引向氢焰鉴定器(4)，测定岩石中烃类和干酪根热解产生的烃，另一方面把气流引向分子筛柱(5)，以吸收二氧化碳。程序升温结束后，分子筛柱被加热以释放二氧化碳，然后将脱出的气体送入装有Porapak的色谱柱(6)。经分离后，进入热导检测器(7)加以检测。炉内装有一个铂丝探测器(8)，在样品舟下面以测定碳氧化合物热解最大量时的温度T(℃)。

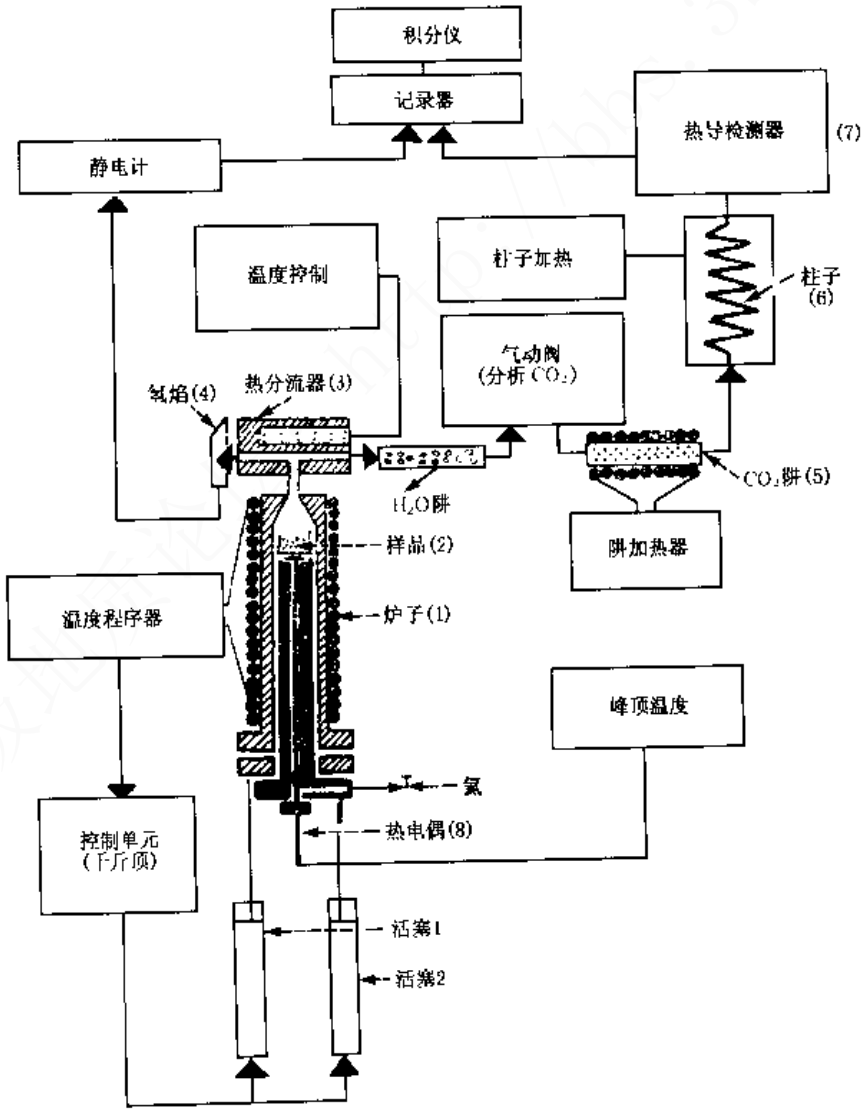


图3—12　生油岩热解评价(Rock—Eval)仪装置图

样品分析流程如下：

称取 100 目以下的定量岩样（一般 10～100mg）放于样品舟中，盖好烧结网盖，将样品舟放入空心活塞顶部，然后启动程序升温器。一个分析周期约 25min，是按程序所设定的时间发出脉冲信号自动进行的。在 300℃前，岩石中残留的烃类放出，测得 P_1 峰。该峰面积为 S_1，代表这一烃类的数量。若样品事先用有机溶剂抽提过，则无 P_1 峰。在 300～500℃之间，测得 P_2 峰，该峰面积 S_2 代表干酪根热解产生的烃类和少部分重质的可抽提的组分（胶质加沥青质）总量。热解结束后，在热解炉降温的同时，由热导鉴定器检测在 400℃前收集的二氧化碳，该峰为 P_3，它的峰面积 S_3 代表样品在热解中产生的二氧化碳含量（图 3—13）。

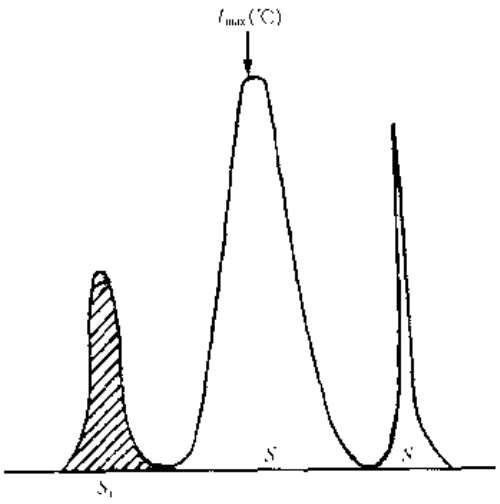


图 3—13　Rock—Eval 分析谱图

2）Rock—Eval 分析参数的地质意义

（1）第一峰（S_1）：岩样加热不超过 300℃时挥发出的烃，代表岩石中可抽提游离烃含量。

（2）第二峰（S_2）：干酪根高温（300～600℃）热解生成烃的数量。

（3）第三峰（S_3）：岩石中干酪根含氧部分热解产生的有机二氧化碳。

（4）热解烃最高峰值温度 T_{max}（℃）：干酪根的最大热解烃量时的温度，反映干酪根的成熟度。

（5）氢指数（I_H）：为热解烃的量与岩石总有机碳的比值（S_2/TOC），表示单位有机质中可热降解生烃的能力，反映有机质类型。

（6）氧指数（I_O）：为二氧化碳的量与岩石总有机碳的比值（S_3/TOC），表示有机质中含氧丰度，反映有机质类型。

（7）产率指数（I_P）：表示岩石中游离烃的丰度（$S_1/(S_1+S_2)$），反映有机质热演化程度。

（8）产油气潜量（S_1+S_2）：是岩石潜在的产油气量，表示有机质丰度。

（9）有效碳（C_p）：岩石中总热解烃中碳的百分数，$0.083(S_1+S_2)$，表明能生成油气的有机碳。

（10）有效碳与有机碳的比值（$C_p/C_{有机}$），表明有机碳中可供生成油气的碳的百分数。

（11）烃指数含烃量与有机碳的比值（S_1/TOC）：反映有机质热演化程度，该比值按不同深度作图，可以划出生油门限深度。

（12）有机质类型指数（S_2/S_3）：用以区分生油岩有机质类型。

3）Rock—Eval 分析在有机质丰度评价中的应用

在 Rock—Eval 分析所得参数中，生烃潜量（S_1+S_2）是近年来评价有机质丰度的重要指标。前已述及 S_1+S_2 是直接测定岩石能生成烃的含量，因此 S_1+S_2 在评定有机质丰度中具特别重要的意义。我国泥、页岩及煤 S_1+S_2 评价标准如表 3—4

表 3—4　泥、页岩及煤 S_1+S_2(mg/g)评价标准

岩性 \ S_1+S_2 生油岩级别		好	中	差	非
泥　岩		>6	6~2	2~0.5	<0.5
煤	R_o ≤0.6	>200	200~120	<120	
	R_o=0.6~1.3	>150	150~100	<100	
	R_o 1.3~2.5	>100	100~60	<60	
	R_o>2.5	>50	50~30	<30	

二、有机质类型测试技术与评价指标

生油岩中有机质的类型是油气形成的重要因素之一，是评价生油层的重要一环，有机质类型上的差别对于一个地区的产烃能力、生油规模以及油气组成性质都将产生重大影响。根据前人所做干酪根热模拟实验看，Ⅰ类干酪根的热降解潜率大于 70%，Ⅱ类为 40%左右，Ⅲ类小于 20%。

各类研究表明，陆相生油和海相生油在成烃机理和规律上并没有本质的区别，主要是沉积规模和有机质性质等方面表现出来的成烃规模和油气性质的不同。因此，有机质类型的不同是海、陆相生油的重要差别之一。所以研究有机质类型对指导油气勘探具有重要意义。

国内外有机质类型划分方法很多，从生产和科研的实际出发，有机质类型划分不宜太粗，也不必太细。针对我国陆相有机质大部分为过渡型的特点，将混合型有机质细分将是恰当的。本书中采用全国两轮资源评价所用的三种四类划分方法，即腐泥型(Ⅰ)、含腐殖腐泥型($Ⅱ_1$)、含腐泥腐殖型($Ⅱ_2$)、腐殖型(Ⅲ型)。

需要指出的是研究有机质的类型必须注意成熟度的影响。严格地讲只有未成熟大量成烃的生油岩才能够比较真实地反映原始生油母质的类型。因为反映类型的平均分子结构参数都是随热演化的加深而改变，所以如 H/C 原子比、O/C 原子比等，一般都具有指示类型和成熟度的双重意义。同时所有类型指标都是从某一侧面反映有机质的特征，因此，为了准确地判定有机质类型必须要求综合应用各项指标。目前用于有机质类型判别的指标很多，但归结起来有三类：一是用干酪根特征确定有机质类型，主要指标有干酪根镜检、干酪根元素、干酪根碳同位素、干酪根红外光谱；二是岩石可溶有机质特性，主要用饱和烃气相色谱资料；三是生油岩 Rock—Eval 分析资料。

1. 干酪根判断有机质类型

干酪根是"Kerogen"的译音，是指存在于沉积岩和沉积物中不溶于含水的碱性溶液，也不溶于普通有机溶剂中的有机质，因此也称为不溶有机质。它是由杂原子键和脂族链联结的缩合环状核所形成的大分子有机化合物，也是岩石中分布最普遍、数量最多的一类有机质。

1) 干酪根分离技术

(1)分离原理。

用化学方法除去岩石中的碳酸盐及铝硅酸盐等无机矿物，最后用物理方法除去黄铁矿。

(2)分离步骤：

①将岩石粉碎后(根据研究内容不同其粒级不同)，首先用稀盐酸(2:1)小于70℃加热1h，溶解除去碳酸盐矿物，用蒸馏水洗至中性。反应式为：

$$2H^+ + CO_3^{2-} \rightarrow CO_2\uparrow + H_2O$$

②用氢氟酸(HF)与盐酸(KCl)混酸(2:1)，小于70℃加热2h除去铝硅酸盐矿物，用蒸馏水洗至中性。反应式为：

$$Si_4 + 4F^- \rightarrow SiF_4$$

③重复①的分析步骤。

④重复②的分析步骤。

⑤重复①的分析步骤。

⑥根据相对密度差异原理用重液($ZnBr_2$，相对密度为2.05)浮选，干酪根浮于重液顶部，而干酪根中的黄铁矿及其他矿物沉于重液底部被除去。具体方法是将酸处理过的样品置于50ml的离心管内，加入相对密度为2.0~2.1的重液，经超声波清洗器处理，使其重液充分分散，再采用离心机分离，待分层后取出上部干酪根；底部剩余物可再加重液浮选一次，取出上部干酪根。将两次浮选的干酪根合并一起需再次加重液浮选一次，分层后取出的上部干酪根用1%的醋酸液清洗，然后洗涤至无卤离子。

用氯仿抽提尽可溶有机质，视情况给出湿样和干样。合格干酪根纯度(烧失量)按石油天然气行业标准应大于75%。

2)干酪根显微镜下鉴定

干酪根显微镜下鉴定是煤岩学中显微镜组分鉴定技术在干酪根研究中的应用。将制好的干酪根湿样涂在薄片上，并制成薄片。在自然光和荧光下对干酪根颗粒进行镜下形态、组构观察和辨认，配合荧光发光特征和强度可以确定不同的有机显微组分，它可以直接提供关于原始有机质的生源组成。因此，它是分析有机质类型的一个重要手段。通过显微镜下观察可以确定干酪根的显微组分及含量。

干酪根显微组分镜下鉴定：

(1)仪器。

主要采用生物显微镜，应备有蓝光激发荧光功能、照相设备、网形测微尺和十字丝。

(2)样品要求。

岩样粒径为0.5~1.0mm，岩样不经有机溶剂抽提，将重液浮选分离洗净后的干酪根样品在湿样下密封保存。

(3)制片。

采用丙三醇制片法或聚乙烯醇制片法将干酪根样品均匀涂布在载玻片上，不同显微组分颗粒应基本无重叠，用盖玻片封好固结备用。

(4)镜下鉴定。

一般在400~600倍镜下进行鉴定。分类命名以煤岩显微组分分类命名方法为基础，详细分类见表3—5。测定时至少要鉴定统计300个单位，并用反射光和透射光进行鉴定。然后按组分颗粒数求出其百分含量。鉴定过程中的典型特征要进行彩色照相。

表 3—5　干酪根显微组分分类命名表

组	组　　分
腐泥组	腐泥无定形组 藻类体 腐泥碎屑体
壳质组	树脂体 孢子体 木栓质体 角质体 菌孢体 壳质碎屑体 腐殖无定形体
镜质组	结构镜质体 无结构镜质体
惰质组	丝质体

①腐泥组。在镜下为无定型，边缘轮廓不清，呈絮状、团粒状、蜂窝状或云雾状，一般为黄—浅黄色。其原始母质主要为低等水生生物，包括藻类。该组分在化学成分上富含氢，一般 H/C 原子比大于 1.5 以上，是优质母源的重要组成部分。值得特别注意的是，近几年来，国内外许多学者，在陆相烃源岩干酪根中发现高等植物的木质素或纤维素由细菌改造而成的贫氢无定型组分，一般出现在过渡型或腐殖型有机母质中。在我国陆相地层中，在强还原环境下的盐湖相沉积中较普遍出现。这种组分具有一定生油能力，但并不是最好的生油母质，荧光显微镜下观察呈荧光、弱荧光或不发荧光，H/C 原子比值低。

②壳质组。这种组分包括孢子、花粉、植物皮层、角质体、树脂、木栓质体及草本。主要来源于陆生植物的某些组织器官。具有一定的外形，比较规则，具有明显的结构特征，颜色较为多样，有浅黄、橘黄、浅棕、黄棕色。该组分的化学组分亦相对富氢、类脂组成分相对含量较高，是混合型母质的重要组成部分，对成烃贡献较大。

③镜质组。这种组分在镜下具有明显规则的外形轮廓，形态完整，如细胞纤维结构等，源于高等植物的木质体部或纤维素。颜色较为复杂，从浅红到红棕色、黑色均有。还有一种镜质体，没有明显的植物残体结构，可能是植物组织凝胶化作用形成，呈块状或胶粒状。镜质体含氢很少，对生油贡献不大，却能生成部分天然气，是腐殖型干酪根的重要组成部分。

④惰质组。该组分由高等植物木质部以丝碳化作用缓慢氧化而形成，如同森林焚烧遗留下来的碳质体，对生油几无贡献，是Ⅲ型干酪根的重要组成部分，在高成熟及过成熟的腐殖型母质中几乎占有绝对优势。

在我国陆相源岩干酪根的组分研究中，极少见到单一组分的母质类型，绝大部分是上述四种组分不同比例的混合。鉴于各组分对油气贡献不同，可以通过测定各组分的相对百分含量，用类型指数 T 值来划分有机质类型。分类标准见表 3—6。

$$T=\frac{A\times 100+B\times 50+C\times(-75)+D\times(-100)}{100} \tag{3—4}$$

式中 A——无定型组分百分含量；

B——壳质组分百分含量；

C——镜质组百分含量；

D——惰质组百分含量。

表 3—6 干酪根镜检分类表

类型名称	类型指数，I	产油气性质
腐泥型Ⅰ	>80	产油为主
含腐殖腐泥型$Ⅱ_1$	80~40	产油气
含腐泥腐殖型$Ⅱ_2$	40~0	产气油
腐殖型Ⅲ	<0	产气为主

3)干酪根元素组成分类

干酪根是一种复杂的混合物，由各种有机残体集合而成。由于母质来源的不同，其组成结构、性质也必然是多种多样的，但就其化学组成而言，都主要是由C、H、O、N、S元素组成，只不过由于类型的差异，各元素的相对组成发生变化而已。因此，用干酪根的元素组成特征来确定其类型是比较有效的。

(1)干酪根元素分析。

干酪根中碳、氢、氧、氮、硫元素的测定，用元素分析仪进行测定。碳、氢、氮、硫元素同时测出，而氧元素单独测单定。其基本原理是：碳、氢、氮、硫元素分析，在燃烧管中高温通入氧气，在1020℃下有机质被氧化成二氧化碳、水和氮的氧化物，通过铜还原管，氧化氮被还原成氮，生成的二氧化碳和氮由色谱柱或硅胶柱分离，热导检测器测定，用外标法确定碳、氢、氮元素含量。氧元素测定原理是：将样品在裂解管中在1060℃的惰性气流中高温裂解，用色谱柱分离热解气体混合物，热导检测器或红外检测器直接测定热解气体混合物中的CO含量，用外标法确定氧元素含量。

(2)干酪根元素组成划分类型。

干酪根的H/C原子比、O/C原子比集中反映了干酪根的化学性质，因此是划分干酪根类型的基本指标。对于干酪根类型的划分，最好是在标志着干酪根主要类型和演化途径的“范克雷维伦(Van Krevelen)类型图解”上，也就是说将H/C原子比和O/C原子比制在一个图版上，用图版来确定干酪根类型(如图3—14、图3—15)。因为干酪根的元素组成不仅取决于原始有机质的品质，而且也与演化程度有关。在这种类型图上，突出了有机质的演化途径，各种类型的干酪根沿着各自的演化曲线演变，但在很深的演化阶段所有点就合在一起了。所以对于演化程度较深的阶段，难以给出干酪根类型的特定划分界线。

这些年经过我国有机地球化学工作者的艰苦努力，已经建立了我国有机质类型的划分标准。元素组成划分有机质类型的标准见表3—7。

4)干酪根碳同位素值判别有机质类型

(1)干酪根碳同位素分析。

首先在制样装置上将干酪根燃烧，释放出全部碳和氢，燃烧同时氧化转化为CO_2和H_2O，CO_2用来测定碳同位素，H_2O与锌反应转化为H_2，用来测定氢同位素。

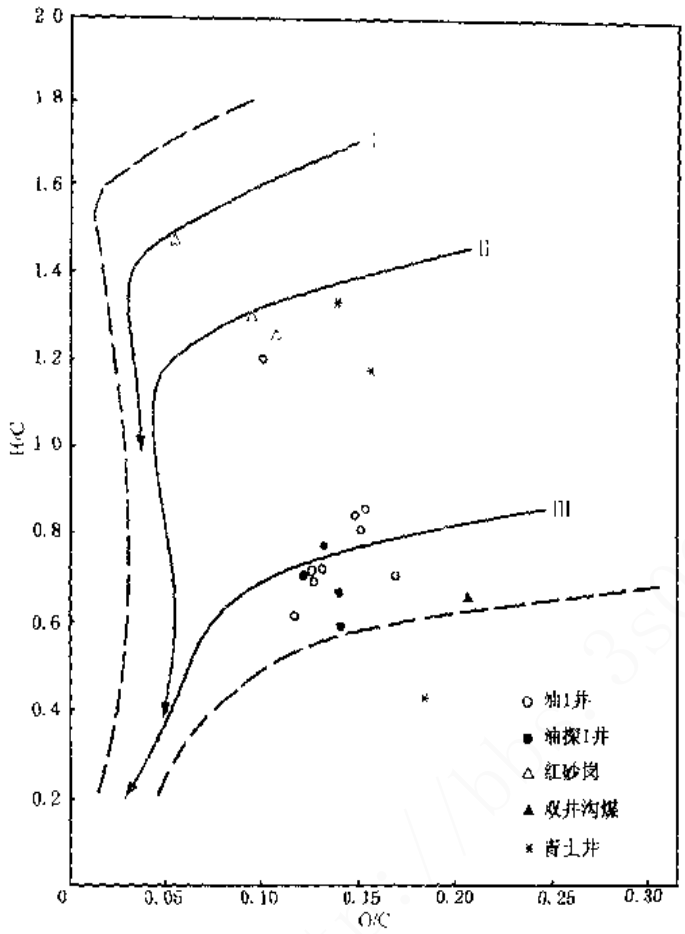


图 3—14　潮水盆地干酪根 H/C、O/C 原子比组成分类图

（按帝索分类作出）

在原油、干酪根等碳同位素制样系统中，取样 2～5mg 置于石英舟内，送入石英燃烧管，加热燃烧管，使前炉温度达 800℃ ±20℃，后炉(CuO + Pt)达 400℃ ±20℃，装在氧化铜后的银丝由余热加热到 400～450℃，用氦气作载气并带入少量氧气(氧约占有载气 10%)。样品在混合气流中燃烧。燃烧气流经氧化铜时，则完全氧化生成二氧化碳和水，被载气带出燃烧管，依次流过酒精—液氮冷阱(－80～－70℃)和液氮冷阱，水和二氧化碳分别被冷冻在这两个冷阱内。然后抽真空除去杂气，将二氧化碳转移到带真空活塞的样品管中，再在同位素质谱仪上进行分析测试。

我国石油天然气行业采用的是国家一级标准物质(GBW04405、GBW04406、GBW04407、GBW04408)。

(2)干酪根碳同位素划分有机质类型。

成烃母质的碳同位素组成含有原始母质类型输入的信息。干酪根稳定碳同位素组成研究表明，在一般淡水或微咸水沉积环境下，有机质中陆生高等植物有机质含量越高，则其更富含^{13}C同位素，而低等水生生物等富含类脂体的有机质则^{12}C同位素更丰富。据研究，干酪根碳同位素的热敏性差，从未成熟阶段到成烃液态窗阶段，再到湿气—凝析油阶段，甚至干气阶段，干酪根的$\delta^{13}C$值变化幅度仅为1‰左右。因此，$\delta^{13}C$值在一定的成烃演化阶段范围内(R_o=0.4%～1.60%)，尤其在较高演化阶段可成为判别原始母质类型的有效参数。

根据研究，干酪根$\delta^{13}C$小于－28‰为Ⅰ型有机质，大于－25‰为Ⅲ型有机质，介于其间为

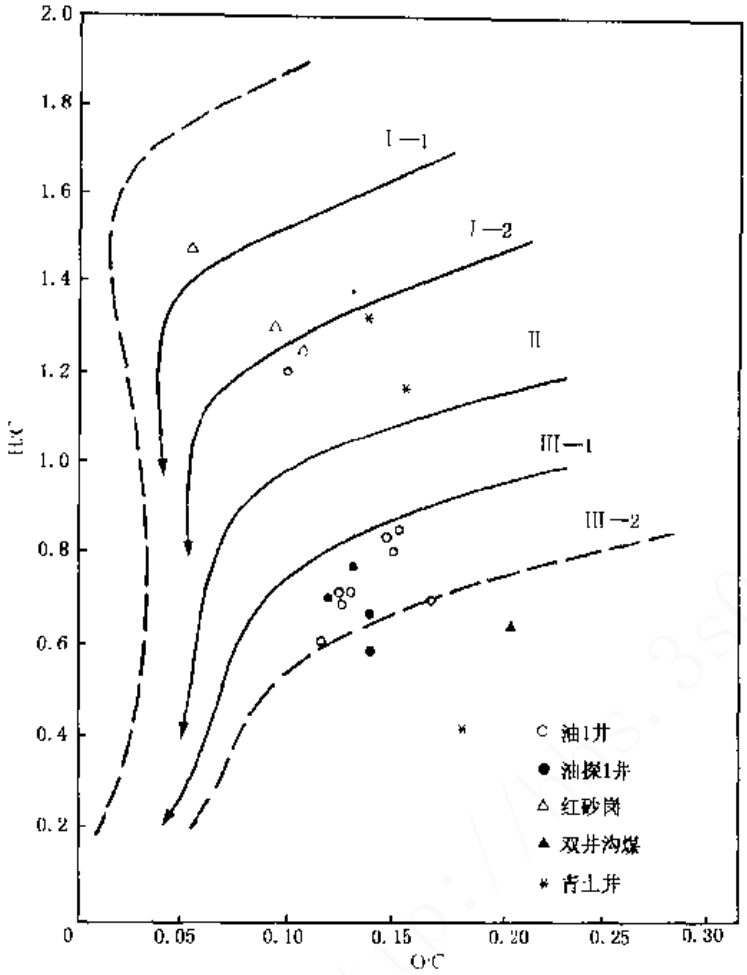


图 3—15　潮水盆地干酪根 H/C、O/C 原子比组成分类图

（按黄第藩分类作出）

表 3—7　干酪根元素划分有机质类型表

指标 \ 类型	Ⅰ	$Ⅱ_1$	$Ⅱ_2$	Ⅲ
H/C 原子比	>1.50	1.50～1.20	1.20～0.80	<0.80
O/C 原子比	<0.1	0.1～0.2	0.2～0.3	>0.3

过渡型。其中 $\delta^{13}C$ 为 -28‰～-26.5‰为 $Ⅱ_1$ 型，-26.5‰～-25‰为 $Ⅱ_2$ 型有机质。

5）干酪根红外光谱特征

（1）分析方法原理

分子的红外光谱由分子的振动产生，而任何分子的原子都围绕其平衡位置不停地振动，振动的频率取决于原子的质量、距离和相互间的作用力，振动频率的集成是分子独特的特性。所以，当用红外辐射去照射某物质的分子时，如果某个官能团的振动频率与红外光的某一频率相等时就将其吸收，使振幅加大，改变了分子的偶极距，分子就发生振动能级的跃迁，分子将选择地吸收各种不同的红外频率而形成红外吸收光谱，并在红外分光光度计上被如实地记录下来。只要组成物质分子的原子在质量上、化学键上及构型上稍有差异，在红外光谱图上就可以反映出来。它也可对化合物中存在的官能团进行鉴别，如 CH_3、CH_2、C=O、—C=C、—C—O、OH 等均具有特征频率，因而可以推知化合物所含官能团的结构。

物质分子振动类型有多种，现以亚甲基 $=CH_2$ 的各种振动形式说明如下：

①伸缩振动：它是两个 H 原子同时对直地离开或靠近 C 原子的振动，不改变键间的角度。

a. 对称伸缩振动：两个 H 原子同方向地离开或靠近 C 原子（图 3—16）。

b. 不对称伸缩振动：两个 H 原子不同方向地离开或靠近 C 原子（图 3—17）。

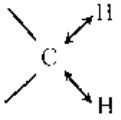


图 3—16

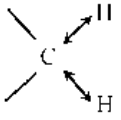


图 3—17

②变形振动（或弯曲振动）。它是两个 H 原子同时向内或向外的振动（改变键间的角度）（图 3—18）。

③摇摆振动。

a. 平面摇摆振动：它是两个 H 原子在一个平面上同时左右摇摆地振动（图 3—19）。

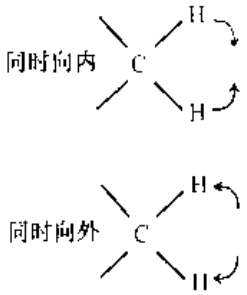


图 3—18

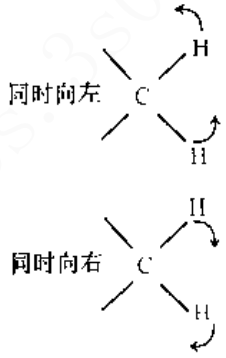


图 3—19

b. 非平面摇摆振动：它是两个 H 原子同时在两个平面上来回地振动（图 3—20）。

④剪式振动　它是两个 H 原子在一个平面上反方向地同时来回振动（图 3—21）。

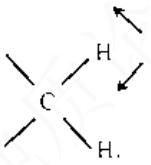


图 3—20

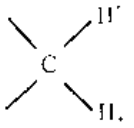


图 3—21

以上是常见的几种振动类型，但不是所有的分子都出现这些振动吸收，只有当分子吸收能量后，基团间的偶极距发生了变化，才能发生红外吸收，有些很弱就不明显。

红外光谱主要用于研究有机物质的结构，该方法的优点是速度快，样品用量少，分辨率强，重复性好，不破坏原始样品，适用于任何状态的物质。缺点是多解性强，定量时影响因素多，受溶液的影响严重，特别是高分子化合物影响因素更多。因此对复杂的化合物，分析前作分离，才能得到更好的效果。

(2)干酪根红外光谱特征。

干酪根是一种复杂的有机集合体，通过红外光谱分析可确定其官能团组成。目前国内使用仪器主要为傅立叶红外光谱仪。干酪根红外光谱谱图如图 3—22。

在图 3—22 中 $2920cm^{-1}$、$2860cm^{-1}$、$1460cm^{-1}$ 附近的吸收峰反映属于脂肪族烷基的 C—H 对称及不对称伸缩振动，$1700cm^{-1}$ 附近吸收峰反映羰基 C=O（醛、酮）、羧基 COOH（酸、酯）

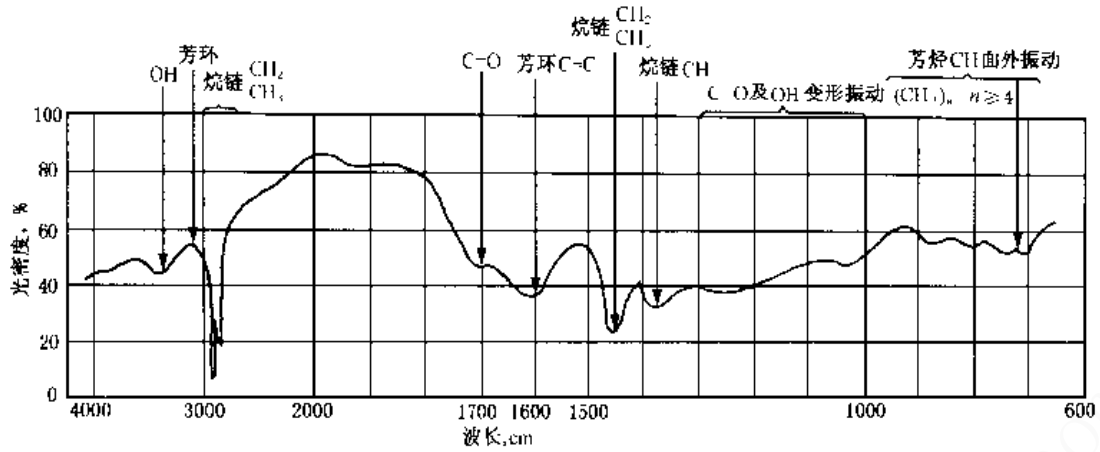


图 3—22　干酪根红外光谱谱图

等含氧官能团的收缩振动，1600cm^{-1}附近吸收峰是芳环中的 —C = C— 伸缩振动及变形振动。因此上述吸收峰的相对强度代表了干酪根中三种主要化学基团。这三种主要化学基团的组成反映了干酪根的母质类型。应注意的是同一类干酪根这些吸收峰强度都与成熟度有关，研究成熟度较高的生油岩时要同其他指标综合考虑。

根据杨志琼的研究成果，干酪根 2920cm^{-1}光密度/毫克大于 0.3 者，为低等浮游生物组成的优质母源(Ⅰ型)，而<0.1 者为高等陆源生物组成的腐殖型母质(Ⅲ型)，介于其间为过渡型(Ⅱ型)。

许多研究人员在红外光谱应用方面做了大量的工作，提出了红外光谱划分干酪根类型的方法和指标。采用 2920cm^{-1}、1600cm^{-1}、1700cm^{-1}三种吸收峰强度进行归一，其中 2920cm^{-1} >75%为Ⅰ型有机质，小于 50%为Ⅲ型有机质，50%～75%为过渡型有机质。这个标准大多数地区应用效果还是比较好的。

2. 全岩光片显微组分测定技术与应用

这是在煤岩光片技术上发展起来的烃源岩有机显微组分测试技术。它是将代表性的岩样不经干酪根分离直接制成光片，在反光显微镜下交替使用白光和荧光，根据反射色、反射力、结构形态、突起、内反射等反射光的特征和荧光下颜色、形态及强度来显鉴定微组分。与干酪根镜检组分测定不同的是，全岩光片能观察到显微组分在岩石中的产状，结合荧光可以更加准地进行组分识别。同时由于给出了各显微组分在岩石中的含量，因此能更加准确地评价生烃潜力，在烃源岩研究中，比干酪根镜检更加有用。

1)全岩光片制备

块状岩样品可以直接制成光片，直径不得小于 20mm。选用环氧树脂和固化剂或其他无荧光的粘结剂。岩石样品(粉样及块状样)也可用颚式粉碎机粉碎至粒径 0.5～1.0mm，用缩分法取 10～20g 备用。

取约 5g 样品和配制好的环氧树脂按 1∶1 的比例置入直径为 20～40mm 的圆形模具内，搅拌均匀，稍固化后在其上加环氧树脂至 12mm 左右的高度，放入标签，静置固化 24h 后取出光片。样品的磨、抛光质量应符合 GB/T 16773—1997 标准第 7 章的规定。

2)全岩光片显微组分测定

(1)先开启高压汞灯，再开启白光光源。检查白光和荧光灯切换装置是否正常。

(2)将压平后的光片置于载物台上，滴上浸油，显微镜聚焦，校正物镜中心；调节孔径光圈和视域光圈，使视域亮度适中、光线均匀、成像清晰。

(3)确定载物台移动尺移动的步距、行距，以 0.4～0.6mm 为宜。应保证有 800 个以上有

效测点均匀布满全片。片距、行距的确定依据下式：

$$S = \frac{1}{2} d_{max} \tag{3—5}$$

式中　S——步距、行距，mm；

d_{max}——光片中最大颗粒的直径，mm。

(4)固定好载物台，从试样的一端开始，鉴别位于目镜十字丝交点下的有效物质属于何种显微组分或矿物，记入相应的计数键中，随后按预定步长沿固定的方向逐步移动，若十字丝交点落在胶结物(如环氧树脂等)、显微组分中的细胞空腔、空洞、裂隙以及无法辨认的微小颗粒时，作为无效点，不予统计。当十字丝交点落在不同组分的边界上时，从右上象限开始，按顺时针的顺序选取无边界线存在的象限中所出现的物质为鉴定对象，如图 3—23 所示。

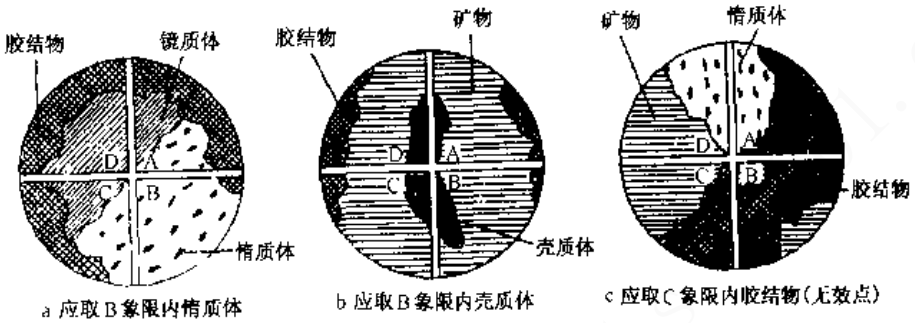


图 3—23　十字丝交点落在不同组分边界时的情况

注：为清晰起见，十字丝宽度已放大

(5)每统计完一行，以预定的行距使光片沿固定方向(垂直于先前步进的方向)移动一步，继续另一行的统计，直至整个光片统计结束。

(6)观察鉴定时，应交替使用白光和荧光，以便准确识别显微组分。全岩光片显微组分名称见表 3—8。

表 3—8　全岩光片显微组分名称表

组及组分	代号	组及组分	代号
镜质组	V	腐泥组	S
结构镜质体	V1	结构藻类体	S1
无结构镜质体	V2	无结构藻类体	S2
镜屑体	V3	沥青质体	S3
惰质组	I	动物有机碎屑组	A
丝质体	I1	笔石表皮体	A1
半丝质体	I2	几丁石壳壁体	A2
粗粒体	I3	虫颚有机体	A3
菌类体	I4	次生有机组	B
惰质体	I5	渗出沥青体	B1
壳质组	E	固体沥青	B2
孢子体	E1	微粒体	B3
树脂体	E2	各向异性体	B4
角质体	E3	矿物沥青基质	MBG
木栓质体	E4	无机矿物	M
树皮体	E5	粘土矿物	M1
壳质体	E6	硫化物(黄铁矿、白铁矿等)	M2
		碳酸盐矿物(方解石、菱铁矿等)	M3
		石英	M4

(7)每块样品统计的总有效点数不能少于800个,其中显微组分的总统计点数不能少于16个,否则测定结果只供参考。最终结果要提供特殊显微组分的彩色照片,各显微组分占全岩的百分含量和占总显微组分的百分含量。

①含矿物:V+I+E+S+A+B+MBG+M=100%

②去矿物:V+I+E+S+A+B+MBG=100%

③去矿物和矿物沥青基质:V+I+E+S+A+B=100%

3.生油岩热解(Rock—Eval)划分有机质类型

在前面已介绍了岩石热解(Rock—Eval)分析技术。岩石热解参数除用于评价有机质丰度外,还广泛用于判别有机质的类型。用于评价有机质类型的热解参数主要的有:氢指数(I_H)、降解潜率(CP/TOC)、类型指数(S_2/S_3)。不过值得提出的是同于酪根H/C原子比参数划分母质类型一样,热解参数也是随热演化程度加深而发生变化的,一般生油岩在低成熟—中等成熟阶段,热解参数划分有机质类型是恰当的,而在高成熟阶段则要综合其他参数而定。岩石热解参数划分有机质、类型标准见表3—9

表3—9 岩石热解划分有机质类型标准

参数 \ 类型	Ⅰ	$Ⅱ_1$	$Ⅱ_2$	Ⅲ
I_H, mg/g	>500	500~350	350~100	<100
CP/TOC, %	>50	50~30	30~10	<10
S_2/S_3	>20	20~5	5~2.5	<2.5

在具体的应用中,为了考虑热演化对岩石热解参数的影响,我国的地球化学家(邬立言等,1986)专门建立了类似Van Krevelen H/C原子比和O/C原子比的热解划分有机质类型图版,作出了I_H和I_O指数图版。S_2/S_3和T_{max}(℃)图版(图3—24),I_H和T_{max}(℃)图版(图3—25),将岩石热解参数点在这些图版上,根据其处的不同位置就可以确定有机质的类型。

4.小结

烃源岩有机质的母质类型就其本质而言,可分为腐泥型和腐殖型两大型,但在实际的地质体中,天然样品有机质类型更多的是一种腐泥型和腐殖型比例特征多少不一的过渡渐变型。尤其对我国陆相湖盆沉积有机质则主要为过渡型有机质。判别有机质类型的参数很多,而各参数都是从不同侧面反映有机质类的类型特征。同时在不同的热演化阶段,多种参数都有其特定的有效范围。将目前能用的有机质类型划分参数全部汇总于表3—10。根据目前的研究程度,干酪根镜检、元素、碳同位素、岩石热解应是确定有机质类型的必选参数。其余参数根据研究对象和地质特征可任选。表3—10所列参数及标准适用于低熟阶段(R_o=0.5%~0.8%)烃源岩有机质类型划分,对高成熟烃源岩各项类型参数应进行恢复后方可使用。

三、有机质热演化测试技术与成熟度确定

近几十年来国内外采用先进的分析测试手段,对有机质的成烃演化规律进行了深入细致的研究。对有机质的成烃机理和演化模式(图3—26)有了较为清楚的认识。有机质只有达到一定的热演化阶段才能热降解生烃,同时在不同的热演化阶段有机质的产烃能力和产物是不同的。勘探实践表明,在有机质成熟区找油成功率可达25%~50%,不成熟区仅为2.5%~

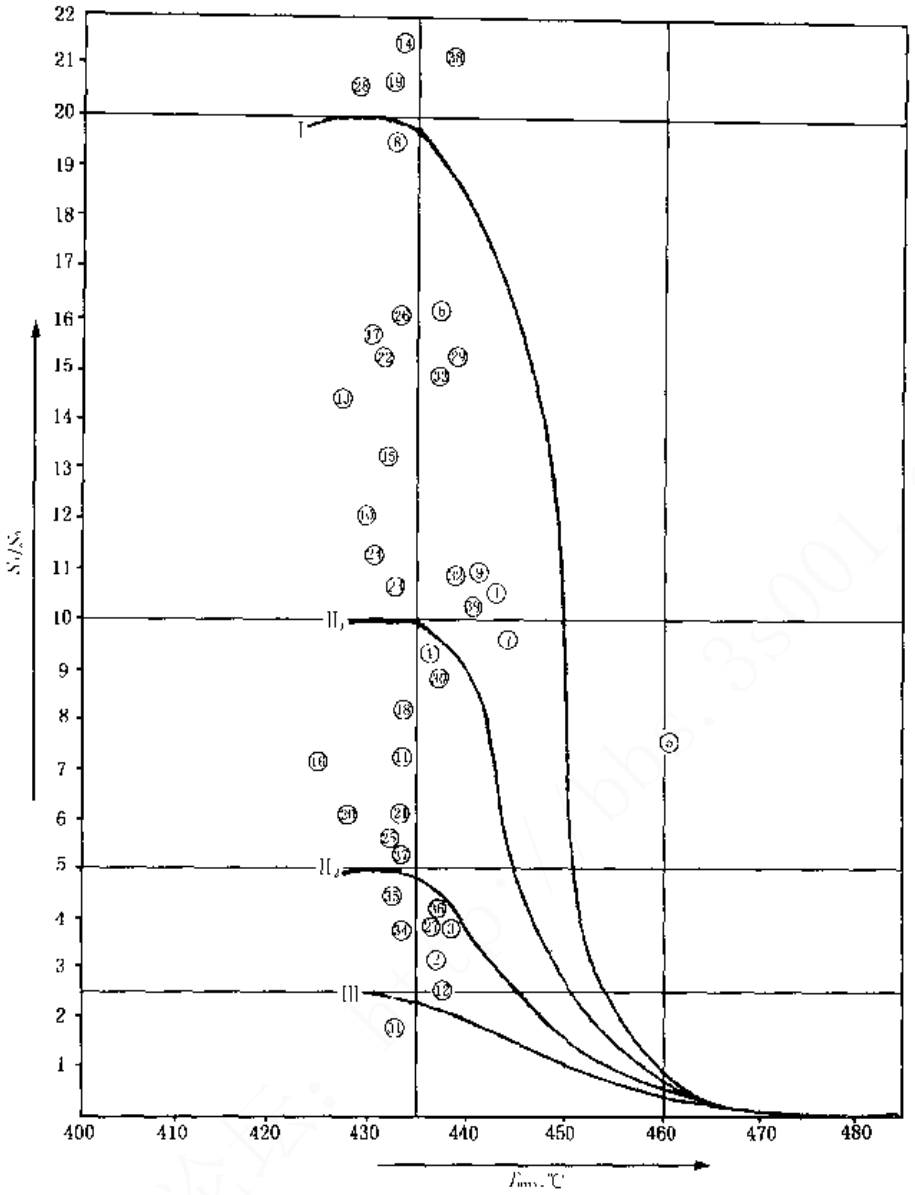


图 3—24　类型指数 S_2/S_3 与 T_{max}值划分生油岩有机质类型图版

（据邬立言，1986）

①浙江煤山 P；②河南板桥凹陷 E；③束鹿凹陷 Es_3；④东濮凹陷 Es_3；⑤贵州贵定 P；⑥民乐盆地 K；⑦三水盆地 E；⑧化海盆地 K；⑨川中 J；⑩广西百色盆地 E；⑪潮水盆地 J；⑫安徽 P；⑬廊固凹陷 Es_3；⑭泌阳凹陷 Eh_4；⑮南阳凹陷 E；⑯舞阳凹陷 E；⑰苏北 Ef_3；⑱安徽 Ef_4；⑲酒西盆地 K；⑳渤东盆地 K；㉑潜江凹陷 Es_3；㉒歧口凹陷 Es_3；㉓新疆 P；㉔新疆 C㉕二连 K；㉖阜新盆地 J；㉗陕甘宁 T；㉘辽河盆地 Es_3；㉙塔里木 J；㉚饶阳凹陷 E；㉛红二早地区 N；㉜黄骅坳陷 Es_1；㉝东营凹陷 Es_4；㉞新疆 E；㉟新疆 T；㊱石家庄凹陷 Es_3；㊲北京凹陷 K；㊳大庆 K；㊴襄城凹陷 E

5%，过成熟区则主要形成天然气。很明显，一个盆地或凹陷所处的演化阶段，直接关系到其油气勘探的前景。根据研究，有机质可以划分成未成熟、低成熟、成熟、高成熟、过成熟等五个热演化阶段。

未成熟阶段：相当于早成岩作用阶段和煤阶中褐煤演化阶段的底界。这个阶段干酪根未发生热力学降解，有机质中烃转化程度极低。总烃含量很低，而胶质、沥青质含量高。其早期的生物甲烷气来自细菌对有机质的降解，是产烃量很低的一个阶段。只能在特定的母质和环境条件下生油岩中的可溶有机质，低温转化成烃而形成未成熟石油和未成熟凝析油。

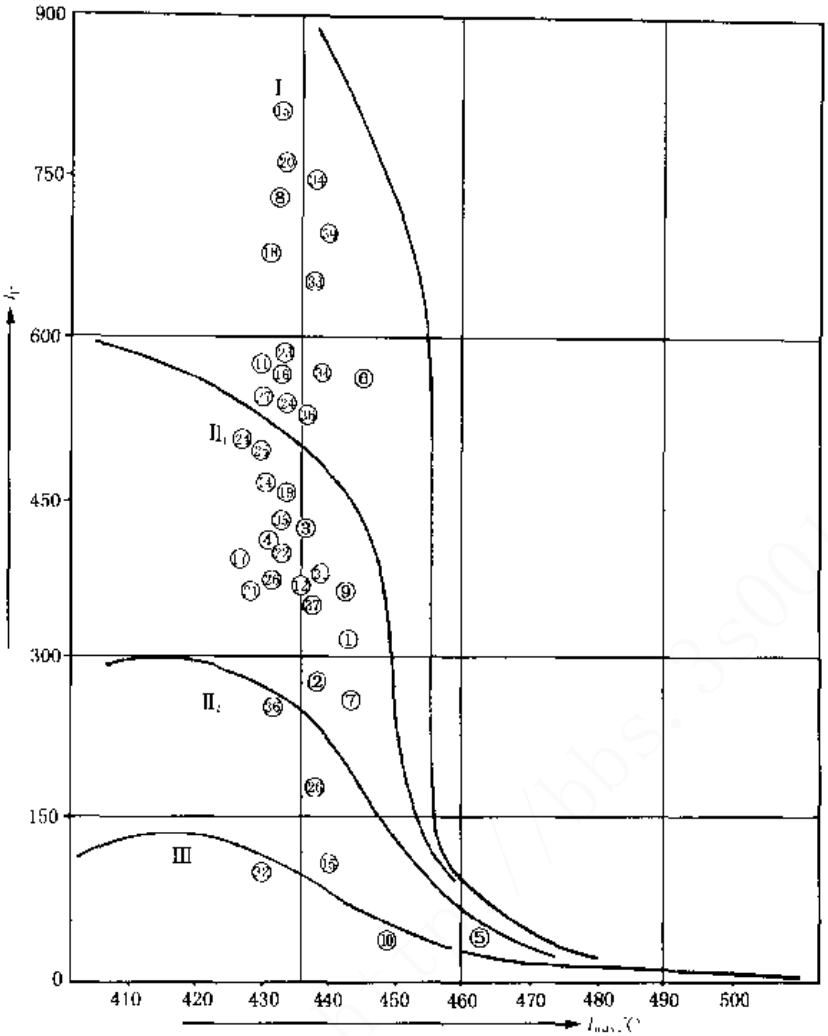


图 3—25　氢指数与 T_{max}值划分生油岩类型图版

①浙江煤山 P;②河南板桥 E;③束鹿凹陷 Es_3;④东濮凹陷 Es_3;⑤贵州贵定 P;⑥民乐盆地 K;⑦三水盆地 E;⑧花海盆地 K;⑨川中 J;⑩贵州凯里 S;⑪广西百色盆地 E;⑫潮水盆地 J;⑬安徽 P;⑭廊坊凹陷 Es_3;⑮泌阳凹陷 Eh_3;⑯南阳凹陷 E;⑰舞阳凹陷 E;⑱苏北 Ef;⑲安徽 Ef_4;⑳酒西盆地 K;㉑酒东盆地 K;㉒潜江凹陷 Es_3;㉓歧口凹陷 Es_3;㉔新疆 P;㉕新疆 C;㉖ 连 K;㉗阜新盆地 J;㉘陕甘宁 T;㉙辽河 Es_3;㉚塔里木 J;㉛饶阳凹陷 E;㉜红三早 N;㉝黄骅坳陷 Es_3;㉞东营凹陷 Es_3;㉟新疆 E;㊱新疆 T;㊲石家庄凹陷 Es_3;㊳北京凹陷 K;㊴大庆 K;㊵襄城凹陷 E

低成熟阶段：相当于晚成岩 A_1 期，与长焰煤阶相当。干酪根开始进入热力学降解生烃阶段，也即常说的进入生油门限。这个阶段的生烃特征是：干酪根虽开始生烃但还未达到大量生烃阶段，生烃量还是极其有限。产出的油也多为重质油，胶质沥青质含量较高。

成熟阶段：相当于晚成岩 A_2 阶段，与长焰煤阶相当。进入这个热演化阶段，干酪根开始大量热降解成烃，是有机质主要生烃期，主要生成正常的石油。

高成熟阶段：相当于晚成岩 B 阶段，与肥煤、焦煤阶相当。有机质进入这一阶段，干酪根经过大量生油阶段后，产烃能力已显著下降。主要生成凝析油和湿气，同时成熟阶段生成的石油这时也开始裂解为气态。标志生油液态窗的结果。

过成熟阶段：相当于晚成岩 C 阶段，与贫煤、无烟煤阶相当。任何类型的干酪根演化到这一阶段，都剩下很低的生成气态烃的能力，成为Ⅲ型干酪根了。由于这一阶段的温度（>200℃）和压力都很高，不仅已生成类烃全部裂解为甲烷，而且从干酪根中生成的烃类也以甲烷

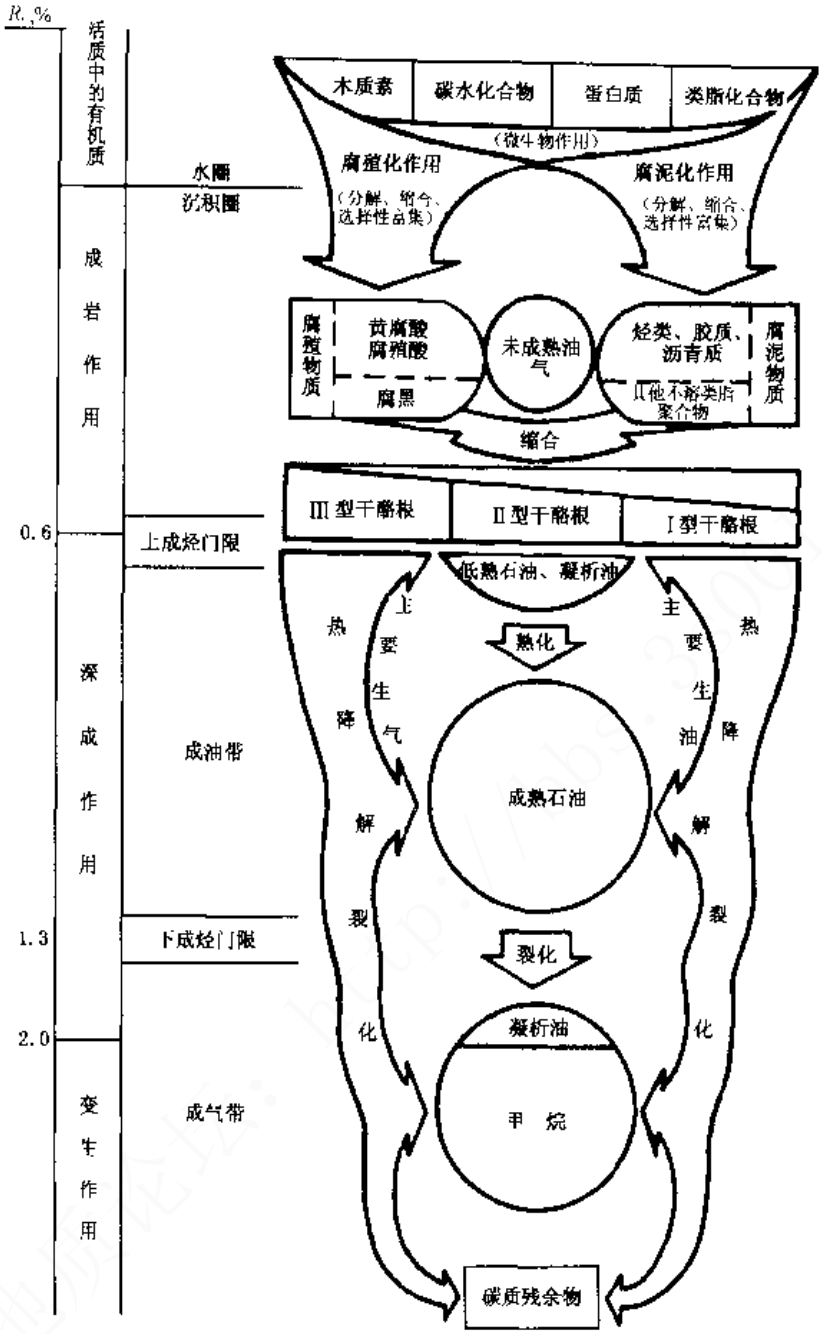


图 3—26　有机质成烃演化模式(据黄第藩,1991)

形成出现。因此这个阶段主要是形成干气。

综上所述我们可以看出:有机质在不同热演化阶段的产烃能力和产物特征是显著不同的。因此正确的确定有机质的成熟度对指导一个地区的勘探具有重要的意义。目前用于判别有机质成熟度的指标很多,但最主要的能定量的判别指标有干酪根镜质体反射率、生油岩热解(Rock-Eval)最高峰温 T_{max}(℃)、饱和烃气相色谱正构烷烃奇、偶优势、甾、萜烷生物标记化合物异构化参数、孢粉颜色指数 SCI(Spore Colour Index)等。现分述如下:

1. 干酪根镜质体反射率(R_O)

1)样品制备

(1)样品粘结与镶嵌:

①虫胶粘结。将干酪根样品倒入玛瑙研钵内,加入虫胶,比例 1∶1,搅拌均匀后倒在小铁

表 3—10　有机质类型划分指标汇总表

指标 \ 类型		Ⅰ型（腐泥型）	Ⅱ型		Ⅲ型（腐殖型）
			Ⅱ$_1$型（腐殖—腐泥型）	Ⅱ$_2$型（腐泥—腐殖型）	
“A”族组成	饱/芳	>3.0	3.0~1.6	<1.6~1.0	<1.0
岩石热解参数	氢指数 I_H，mg/g	>500	500~350	<350~100	<100
	降解潜率 CP/TOC，%	>70	70~30	<30~10	<10
	类型指数 S_2/S_3	>20	20~5	<5~2.5	<2.5
饱和烃色谱特征	峰型特征	前高单峰型	前高双峰型	后高双峰型	后高单峰型
	主峰碳	C_{17}、C_{19}	前 C_{17}、C_{19}、后 C_{21}、C_{23}	前 C_{17}、C_{19}、后 C_{27}、C_{29}	C_{25}、C_{27}、C_{29}
干酪根	元素分析 H/C 原子比	>1.5	1.5~1.2	<1.2~0.8	<0.8
	元素分析 O/C 原子比	<0.1	0.1~0.2	>0.2~0.3	>0.3
	镜检 壳质组，%	>70~90	70~50	<50~10	<10
	镜检 镜质组，%	<10	10~20	>20~70	>70~90
	镜检 T，℃	>80	80~40	40~0	<0
	碳同位素 $\delta^{13}C$，‰	<-28	-28~-26.5	-26.5~-25	>-25
	红外光谱 2920cm^{-1}/2920cm^{-1} 1700cm^{-1}+1600cm^{-1}	>75%	75%~60%	60%~50%	<50%
生物标志化合物	$C_{27}\alpha\alpha\alpha$R 甾烷，%	>55	55~35	<35~20	<20
	$C_{28}\alpha\alpha\alpha$R 甾烷，%	>15	15~35	<35~45	>45
	$C_{29}\alpha\alpha\alpha$R 甾烷，%	<25	25~35	>35~45	>45~55
	$C_{27}\alpha\alpha\alpha$R/$C_{29}\alpha\alpha\alpha$R 甾烷	>2.0	2.0~1.2	<1.2~0.8	<0.8

板或坩埚中，置于酒精灯上加热，边熔边搅拌至全熔，放入镶嵌机中压成薄饼状。再加入适量熔后的虫胶与前薄饼熔为一体并压成型。

②不饱和聚酯树脂胶粘结。此树脂胶常用牌号 TM195，由不饱和聚酯树脂 100 份，过氧化环己酮糊（固化剂）4 份，萘酸钴溶液（促进剂）1～4 份按重量比配制。每个干酪根样品需称 3～4g 不饱和聚酯于烧杯中，按粘结剂的比例放入固化剂，用玻璃棒搅匀。再放入促进剂，充分搅拌。将样品倒入模具内，滴入适量配好的树脂胶，充分搅拌使样品与胶混合均匀，静置约半小时，再加入树脂胶使之充满模具，置恒温箱内烘干 4h（60℃），至完全固化，方可脱膜。

③有机玻璃粉镶嵌法（甲基丙烯酸脂共甲聚固化成型）。把有机玻璃粉与样品按 2:1 的比

例混合，倒入压片镶嵌机试样筒中；再倒入一定数量的纯有机玻璃粉压平。然后合上加热开关，加热温度至130℃，保留7min左右，冷却3min后成型即可。

(2)研磨方法。用200号金刚砂将光片磨成平面，洗净。用800号金刚砂磨至表面无粗划道，稍倒棱角，洗净。用M20白刚玉粉粗磨至合乎要求。用M10、M5白刚玉粉分别在玻璃板上精磨至表面平整光滑，无明显划道。

(3)抛光方法。要经常保持抛光用的所有机械设备、工具等清洁整齐。备好抛光料和抛光布(使用前须冲洗)。抛光前应检查光片有无金刚砂充填、脱粒、变形、裂开、油迹等，然后手拿光片在抛光盘上作水平移动和自身转动。手压开始稍重，待光片出现条带或光亮要适当减轻，盘的干湿度及抛光料要适当。抛至镜下检查合格。

(4)光片质量要求。置于10×或20×干物镜下观察的光片抛光面应无污斑、针状擦痕、明显突起、布纹，组分界限清晰，极少划道和麻点。将合格光片放置于干燥器中，10～12h后方可测定。

2)于酪根镜质体反射率测定

(1)反射率标准片。

反射率标准片必须与镜质体反射率接近；与均质体或单轴矿物的垂直光轴切面；耐高温，抗腐蚀性强；具有很好的长期稳定性；表面光洁，质地均匀，无内在裂缝和断口；弱吸收物质。一般选用蓝宝石、铝柘榴石、镓柘榴石、金刚石、碳化硅等作反射率标准片，其特性见表3—11。

为保证标准片的反射率不受其他界面反射和外界光线的干扰，按国际标准推荐的方法将标准片制成90°、30°、60°棱镜，将其包埋在黑色树脂中，只露出30°与90°之间的抛光面，供测定用。标准片的反射率要经常检测，可用系列标准片相互校正，若超过理论值的0.02%，则不能用。

表3—11　反射率标准片一般特征表

名　称	分子式	折射率					黄氏硬度	空气中反射率值 R_o，%	油浸折射率(油 N_o 1.518)	
		N_R	P_F	N_o	N_D	N_C			理论值，%	实测值，%
碳化硅	SiC			2.630			9	20.40		7.398
金刚石	C	2.4493	2.4354	2.4237	2.4176	2.4103	10	17.29	5.280	5.280
钇镓柘榴石	Ga_5O_{12}		1.98835	1.9736	1.97006	1.96282	8	10.76	1.721	1.721
钇铝柘榴石	$Y_3Al_5O_{12}Nd$	1.85296	1.84421	1.83686	1.83298	1.82841	8.5	8.70	0.903	0.903
蓝宝石	Al_2O_3	1.78110	1.77545	1.77081	1.76808	1.76491	9	7.74	0.591	
K9玻璃		1.5268	1.52164	1.51707	1.5189	1.51358	7	4.22	8×10^{-8}	

(2)零标准。

标准片在浸油中反射率接近于0，可作为无反射物质使用。一般用折射率为1.51707的K9玻璃制作零标准，以标定暗电流数值。

(3)油浸液。

最好采用在23℃时折射率(N_o)为1.518±0.0004的浸油，国产香柏油亦可使用，使用前测定折射率(N_o)，并准确地计算出标准片的反射率。

(4)于酪根镜质体反射率测定：

①测定对象选择。正确识别镜质组及亚微组分，这是测准 R_o 基本保证，要求测定对象为镜质组中无结构镜质体中的均质镜质体和基质镜质。

②光学系统检查和调整。开机30～50min后检调，主要有物镜中心校正，测量光阑、视域

光栏、孔径光栏的对中，视域光栏聚焦，其成像位置与测量光栏重合于同一观察面，直径为测量光栏的2～2.5倍。

③反射率测定。将被测光片置于载物台上，对准焦距，用机械移动尺移动光片进行测定。测区内无抛光缺陷，无黄铁矿等高反射率物质的干扰。测点在光片上尽可能均匀分布，要求测量点数，R_o≤0.5%时至少测25点；R_o>0.5%时至少测30点，当测不到10点时，应注明该数值仅供参考。

每测完一个样或经2h须复测一次标样，如与测定前标样数值相差大于0.02%，则前测样品须重测。

④测定结果，仪器连接计算机测定时，可按程序操作直接给出R_o(平均值)、n(测点数)、S、D(标准离差)和直方图。测定不连机时，可在测完后由计算机处理。一般采用直方图优势法，R_o值取平均值。最终结果提供最小值、最大值、平均值、测点数和直方图。

3)干酪根镜质体反射率判断有机质成熟度

镜质体反射率(R_o)是煤岩学中确定煤阶的标志。在沉积岩分散有机质中的镜质体，具有和煤显微组分中的镜质体具有相同的有机分子结构，即以芳香环为核，带有不同的烷基侧链。干酪根在热演化过程中，其侧链或桥键降解断裂生成烃类。与此同时，芳环进一步缩合稠化，使光的透射率减小，反射率上升，这种光学特征具有下可逆性。因此R_o享有"地温指示计"之称，是确定有机质演化的良好指标，它可定量地标记各个热演化阶段。根据大量资料研究对比，我国各沉积盆地一般将R_o为0.5%～0.6%定为生油门限。R_o<0.5%～0.6%时为未成熟阶段；R_o为0.5%～0.8%时为低成熟阶段；R_o为0.8%～1.3%时为成熟阶段，成油高峰时的R_o为1.0%；R_o为1.3%～2.0%时为高成熟(湿气—凝析油)阶段；R_o>2.0%为过成熟干气阶段。

2.多组分显微荧光探针(FAMM)分析技术与应用

目前全世界主要用镜质体反射率研究沉积有机质成熟度，但该参数使用中存在两大问题：①镜质体因源于陆生高等植物，只存在于地史中泥盆纪以来沉积地层中，目前我国上要勘探地区(如塔里木盆地、陕甘宁、鄂尔多斯盆地)多是泥盆纪以前古生代的海相地层，不可能存在镜质体。所以沉积有机质成熟度问题一直没有令人满意地解决；②镜质体的反射率受母质类型、沉积环境影响很大，即使沉积岩中存在镜质体，但有时也测不准，使研究工作缺少可靠的依据。澳大利亚长期从事煤及烃源岩成熟度研究的学者Wilkins博士发明了多组分显微荧光探针(FAMM)技术。该项技术突出的优点是在缺乏镜质体(海相)或因镜质体富氢受抑制，R_o测不准的情况下，能准确反映烃源岩的热演化程度。我国北京石油勘探开发科学研究院实验中心1999年已从澳大利亚引进了多组分显微荧光探针(FAMM)，并已开始进行分析测试和研究工作。

1)多组分显微荧光探针(FAMM)分析

多组分显微荧光探针(FAMM)，主要由激光源、显微光度计、计算机三部分组成。FAMM使用激光作为激发光源，激发光源波长为488nm，测量波长625nm。利用激光作为光源具有稳定，高能量，单色性好，束斑小等优点。以往普通汞灯只能观察测量类脂物质荧光。用激光可以使烃源岩中各种不同显微组分均可发出荧光。FAMM利用环氧树脂对煤或源岩进行胶结制样，以防止样品中有机质受到氧化。激光反射到样品时有机质表面发出荧光，经检测器检测，光电倍增管放大被计算机实时接受检测。获得的主要参数是：组分(颗粒)最终荧光强度；组分(颗粒)最终/初始荧光强度比。

2)多组分显微荧光探针(FAMM)技术应用

将测定的各种组分(颗粒)最终荧光强度,最终/初始荧光强度比分别作为 X、Y 轴绘图。不同有机质或显微组分(颗粒)测定值拟合得到多组分荧光抛光曲线(图 3—27A),镜质体未受抑制时,该曲线与标准 J 曲线的交点即为等值反射率 $E_qVR\%$。镜质体反射率受抑制时,拟合曲线顶点与标准 J 曲线的远近标志镜质体反射率受抑制的程度,可以用镜质体反射率抑制校正图版进行校正。(图 3—27B)FAMM 技术是完全独立于镜质体反射率的独立荧光分析及判断技术,因此必须通过研究工作建立适应研究地区和盆地的标准工作曲线,它是 FAMM 技术应用的前提和关键所在。FAMM 技术的主要目的是解决缺乏镜质体的烃源岩成熟度判定和富氢镜质体反射率抑制的问题。适用范围是 R_o 为 0.4%～1.2%,缺点是目前碳酸盐岩还未开展太多的工作。

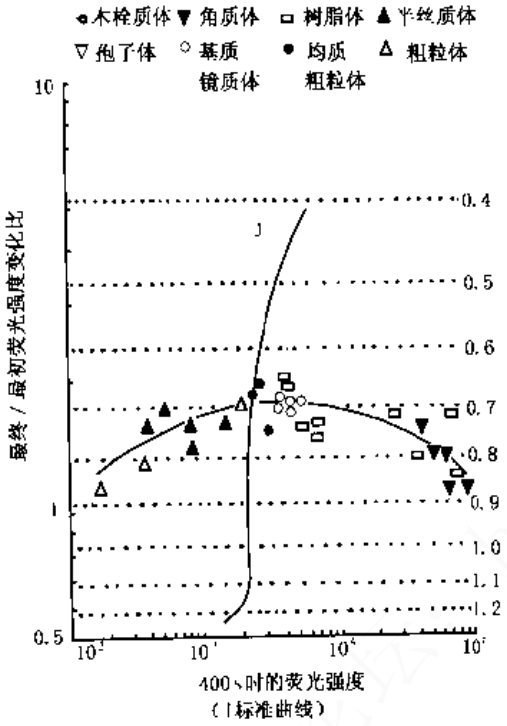


图 3—27A 三叠纪煤样 FAMM 荧光变化图
(Wilkins,1992)

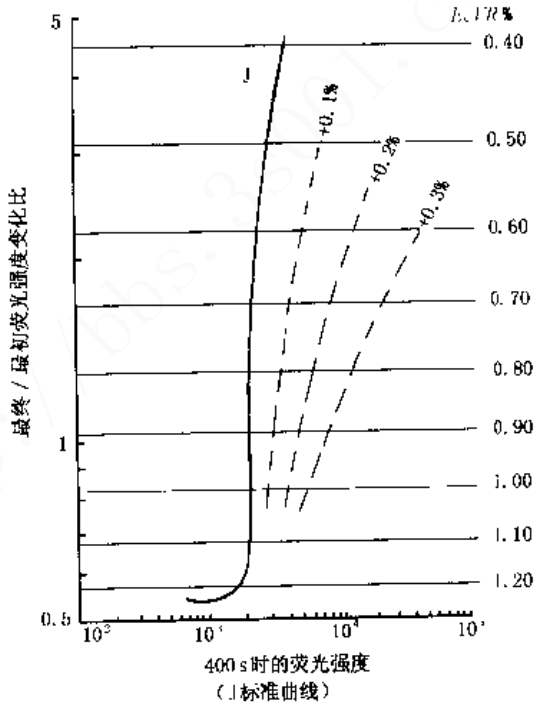


图 3—27B FAMM 镜质体反射率抑制校正图版
(Wilkins,1992)

3.饱和烃气相色谱特征

1)饱和烃气相色谱分析原理

饱和烃气相色谱分析是在气相色谱分析仪上进行的。用注射器将饱和烃样品(n 微升)注入气相色谱仪气化室,样品经气化后被载气(N_2)带入色谱柱,由于样品中的不同组分在色谱柱中的气相和固定液的液相间的分配系数不同,当两相间相对运动时,这些物质也随流动相一起运动,并在两相间进行反复多次(10^3～10^6 次)的分配(即表现为吸附与脱附,溶解与解释过程)。由于固定液对各组分的吸附或溶解力不同(即保留时间不同),各组分在色谱柱中的运行速度不同。经过一定的柱长,依次流出色谱柱,使之彼此分离,顺序进入检测器,产生讯号,经放大器,在记录仪上打出色谱图(图 3—28),随着柱长的增加,柱分离效果将有所增加。在图上浓度随时间的变化曲线,称为色谱流出线。每一组分都有一个相对应的色谱峰(图 3—28),图 3—28 中标示的为不同碳数的饱和烃正构烷。其峰高或面积大小与相应组分的浓度成正比。

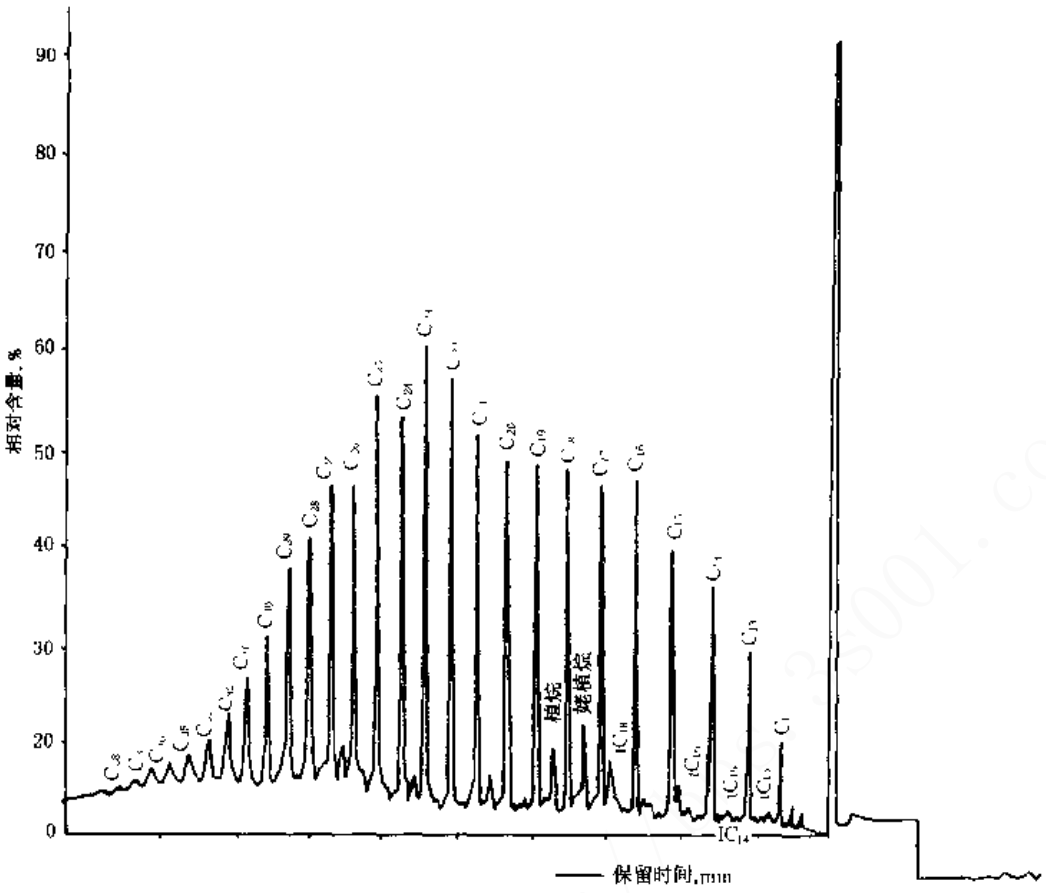


图 3—28　饱和烃气相色谱原始谱图

2)饱和烃气相色谱特征参数的应用

饱和烃通过气相色谱分析确定了样品由所含最低碳数到最高碳数正构烷烃的范围和含量。在有机质的成烃演化过程中,正构烷烃的组成和含量都将不断地发生变化。因此可以用这些变化特征来确定有机质的成熟度。

(1)$\sum C_{-21}/\sum C_{+22}$之比(也称轻烃/重烃)。

将饱和烃样品分析所得各碳数峰值(一般以数面积计,也有直接采用峰高的)归一后,将C_{21}以前各碳数百分含量总和除以C_{22}之后各碳数百分含量总和,$\sum C_{-21}/\sum C_{+22}$可做为成熟度的指标,比值越大,表明成熟度越高。但在相同成熟度情况下,富含陆源类脂化合物生油岩,其比值较低。这是一个比较定性的指标,一般采用一个剖面(井)系统地分析,在生油门限附近开始明显增大。

(2)*CPI* 值(碳优势指数)。

CPI 值由 E.E. 布雷(1961)提出,指在C_{24}~C_{34}范围内,分别取两次奇碳数的浓度和偶碳数的浓度总和之比的平均值。即

$$CPI = \frac{1}{2}\left[\frac{\sum \text{奇数正烷烃浓度 } C_{25} \text{ 到 } C_{33}}{\sum \text{偶数正烷烃浓度 } C_{24} \text{ 到 } C_{32}} + \frac{\sum \text{奇数正烷烃浓度 } C_{25} \text{ 到 } C_{33}}{\sum \text{偶数正烷烃浓度 } C_{26} \text{ 到 } C_{34}}\right] \tag{3—6}$$

$$= \frac{1}{2}\left[\frac{C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}}{C_{24}+C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}} + \frac{C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}}{C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}+C_{34}}\right]$$

E.E. 布雷及 E.D. 伊万斯研究分析了 41 个近代沉积物样品(取自海洋、海湾、淡水湖、咸湖和土壤),其 *CPI* 值在 2.4～5.5 范围,39 个原油样品 *CPI* 值为 0.9～1.2,43 个古代沉积物(页岩)*CPI* 值在 0.9～2.4 范围,认为该比值可作为衡量成熟度的指标。根据近来的研究,当有机质进入生油门限时 *CPI* 为 1.2 左右,进入成熟阶段(R_o=0.80%)时 *CPI* 为 1.0 左右。这是一个确定未成熟—成熟阶段有机质热演化阶段的定量指标。

(3)*OEP* 值(奇偶优势)。

由斯坎兰和史密斯(R.S.Scalan 和 J.E.Smith,1970)针对实际应用中有些样品中碳数范围窄的情况而提出。*OEP* 值只需选 5 个组分(在 *CPI* 值 11 个组分范围内),得出集中于 C_{i+2} 的移动平均值,反映了随分子量的增加,奇偶优势的变化。即

$$OEP = \left[\frac{C_i + 6C_{i+2} + C_{i+4}}{4C_{i+1} + 4C_{i+3}}\right]^{(-1)^{i+1}} \tag{3—7}$$

OEP 值计算公式较为简单,取 C_{23} 以后的最高含量碳及其紧邻两侧的两个碳,共 5 个碳数,式中 i 为 5 个碳中的最低碳数。例:

$$OEP = \left[\frac{C_{25} + 6C_{27} + C_{29}}{4C_{26} + 4C_{28}}\right]^{(-1)^{25+1}} \tag{3—8}$$

该比值与 *CPI* 值性质类似,是生油岩成熟度指标。有人测定各类样品后认为:近代沉积物具有明显的奇偶优势,一般为 2.4～5.5。古代沉积物 *OEP* 值为 0.9～2.4,而原油小于 1.2。具此,布雷提出了 1.2 值做为确定生油岩生油门限的经验值。而在我国东部第三系盆地生油岩(包括个别原油样品)*OEP* 值的可达 1.3～1.5,均大于布雷提出的经验数值 1.2,反映了陆源有机质与海相有机质的差异,但也表明确实有低成熟原油的生成。

CPI 值与 *OEP* 值相比较,由于 C_{24}～C_{34} 正烷烃的含量往往随碳链增长而骤减,而 *CPI* 式中的分子分母都由 C_{24} 附近的几个正烷烃决定的,因而 *CPI* 差别不明显,而在有的分析中高碳正烷烃往往出不到 C_{34},计算时只能用小于 11 个峰计算,所以误差大。因此在实际应用中 *OEP* 值比 *CPI* 值效果要好。根据目前的研究结果,*OEP*＜1.20 时有机质进入生油门限,*OEP* 接近 1.0 时进入成熟阶段。要特别说明的是,进入成熟阶段后正构烷烃的奇偶优势就消失了。因此,*OEP* 及 *CPI* 值只适宜在未成熟到成熟阶段应用。

4.芳烃气相色谱特征

1)样品要求

采用岩石氯仿抽提物和原油烃族组分分离而得到的芳烃馏分样品,应浓缩后置于带盖的样品小瓶中,其样品量不应小于 1mg。样品应存放在冰箱内,时间不超过 5d。

2)仪器分析条件

选择带有氢焰(FID)检测器和火焰光度检测器的色谱仪。检测器的灵敏度应大于 10^{-10} g,色谱柱采用弹性石英毛细管柱,固定相为甲基硅酮的交联柱。

3)分析结果及质理要求

(1)定性:采用芳烃标样、色质分析或保留指数,对芳烃中 2—甲基萘等 17 个芳烃进行定性(见图 3—29 及表 3—12)。

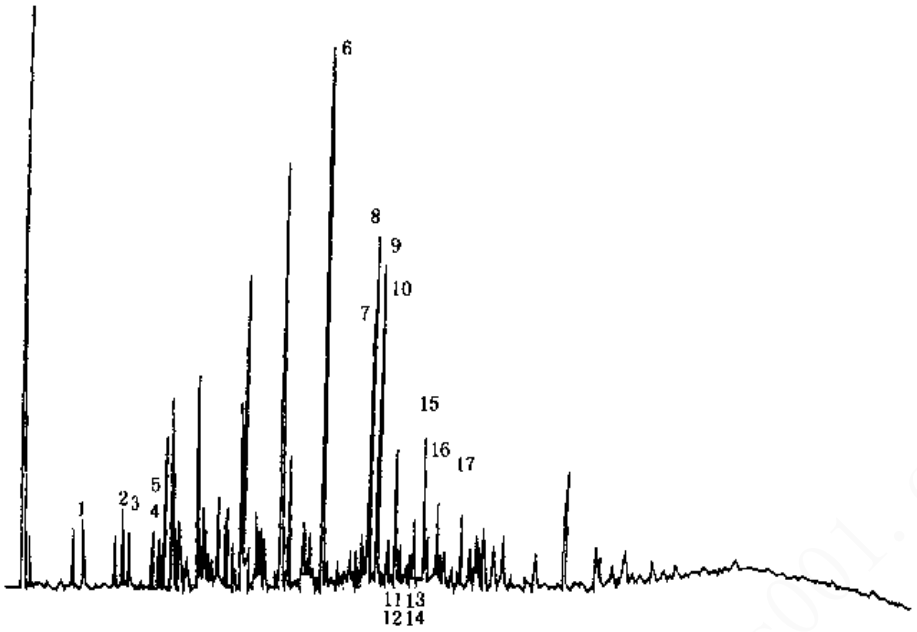


图 3—29　SE—54 型毛细柱分离原油芳烃的气相色谱图

表 3—12　17 个芳烃名称及峰高值代号

峰号	名　　称	峰高值代号	峰号	名　　称	峰高值代号
1	萘	A	10	1—甲基菲	C_1
2	2—甲基萘	A_2	11	二甲基菲	D_1
3	1—甲基萘	A_1	12	二甲基菲	D_2
4	2—乙基萘	B_2	13	二甲基菲	D_3
5	1—乙基萘	B_1	14	二甲基菲	D_4
6	菲	C	15	二甲基菲	D_5
7	3—甲基菲	C_3	16	二甲基菲	D_6
8	2—甲基菲	C_2	17	二甲基菲	D_7
9	9—甲基菲	C_9			

(2)定量:根据芳烃色谱图或数据系统可以得到表 3—12 所列各芳烃的峰高值,按照芳烃地化参数计算公式计算以下 6 项地球化学参数:

甲基萘比(*MNR*)

$$MNR = \frac{A_2}{A_1} \tag{3—9}$$

乙基萘比(*MNR*)

$$MNR = \frac{B_2}{B_1} \tag{3—10}$$

甲基菲比(*MPR*)

$$MPR = \frac{C_2}{C_1} \tag{3—11}$$

二甲基菲比(*DPR*)

$$DPP = \frac{D_3 + D_4}{D_5 + D_6} \tag{3—12}$$

甲基菲指数(*MPI*)

$$MPI = \frac{1.5(C_2 + C_3)}{C + C_1 + C_9} \tag{3—13}$$

二甲基菲指数(*DPI*)

$$DPI = \frac{4(D_1 + D_2 + D_3 + D_4)}{C + D_5 + C_6 + C_7} \tag{3—14}$$

(3)质量要求:色谱图的峰形要对称;色谱图中的3—甲基菲与2甲基菲、9—甲基菲与1—甲基菲的分离度都不能低于70%。

4)芳烃气相色谱参数的应用

芳烃色谱分析可以得到萘系列化合物,主要是萘、甲基萘、乙基萘等;以及菲系列化合物,主要是菲、甲基菲、二甲基菲等。对各系列化合物采用相应的地化参数计算公式进行计算,可得到相应的芳烃色谱地化参数,这些地球化学参数可以应用于烃源岩有机质和原油的成熟度判别。

Radke等(1982)根据菲和甲基菲系列化合物的演化特征,提出甲基菲指数(*MPI*)并用于成熟度评价。*MPI*在R_o为0.5%~1.35%内随成熟度增加和R_o线性增加;R_o>1.35%时则开始线性下降,它与R_o关系式为:

$$R_o = 0.6MPI + 0.64 \qquad (R_o < 1.35\%) \tag{3—15}$$

$$R_o = -0.6MPI + 2.30 \qquad (R_o > 1.35\%) \tag{3—16}$$

5.孢粉颜色指数(*SCI*)

沉积有机质在成岩演化过程中,随着埋藏深度及温度、压力的增大而逐渐向碳化方向变化,致使其化学组成、物理性质和结构也随着变化,颜色由浅变深,从浅黄—黄—深黄—棕—褐—黑色变化,透明度逐渐降低。因而可以利用孢粉颜色的变化来确定有机质成熟度。为了避免鉴定颜色具有因人而异的主观性,要制定标准的颜色图版。我国目前已制定了中国石油天然气行业孢粉颜色指数鉴定标准颜色图版。

在分析鉴定时,将岩石样粗碎,用稀盐酸(HCl)和氢氟酸(HF)除去岩石中无机矿物,然后用重液($ZnBr_2$),相对密度为2.10浮选,浮选后用蒸馏水洗至中性,涂在玻璃片上制片,在显微镜下观察。我国目前将孢粉颜色划分为8级(表3—13)。根据每点测量记录的颜色级别计算孢粉颜色指数*SCI*。根据*SCI*可以划分有机质的热成熟阶段(表3—14)。

表3—13 孢粉颜色级别划分表

级别	1	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5
颜色	淡黄	黄	深黄	桔黄	淡棕	棕	深棕	黑色

表 3—14　孢粉颜色指数和有机质成熟度的对应关系表

孢粉与化石颜色	*SCI*	成熟度
浅黄色、黄色、深黄色	<2.5	未成熟
深黄—桔黄色	2.5~3	低成熟
桔黄色、浅棕色、棕色	3~4	成　熟
棕色—深棕色	4~4.5	
深棕色—黑色	4.5~6	高成熟
黑色	>6.0	过成熟

孢粉颜色指数计算公式：

$$SCI = \frac{\sum_{i=1}^{8} a_i n_i}{\sum_{i=1}^{8} n_i} \tag{3—17}$$

式中　*SCI*——孢粉化石颜色指数；

a_i——色级（$a_1=1, a_2=2, a_3=2.5, a_4=3, a_5=3.5, a_6=4, a_7=4.5, a_8=5$）；

n_i——第 a_i 孢粉计算值。

6. 岩石热解(Rock—Eval)参数判别有机质成熟度

前已述及岩石热解(Rock—Eval)分析是一项快速、经济的分析技术。其中生油岩热解高峰温度 T_{max}(℃)，产率指数(I_p)、烃指数(I_{HC})都是较好的判别有机质成熟度指标。

1)最高热解烃峰温度 T_{max}(℃)

有机质随埋藏深度增大，温度增高，干酪根的侧链基团将不断从低键能到高键能依次发生断裂，所需能量也逐渐增大。反映在岩石热解分析上，生油岩热解烃峰的峰顶温度 T_{max}(℃)也随埋深的增大和地层时代变老而增高(图 3—30)。因此，T_{max}(℃)是重要的，定量的成熟度指标。这些年我国学者针对中国陆相生油岩的特点建立了生油岩最高热解峰温 T_{max}(℃)划分有机质热演化阶段的标准(表 3—15)。

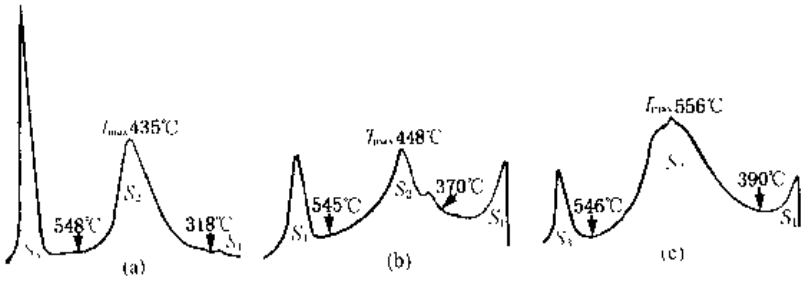


图 3—30　T_{max}(℃)与埋藏深度及地层时代的关系

(a)下第三系泥岩 1170m；(b)二叠系泥岩 2155m；(c)二叠系泥岩 3127m

表 3—15　我国生油岩 T_{max}(℃)划分成熟度标准

演化阶段	未成熟	低成熟	成　熟	高成熟	过成熟
泥　岩	<435	435~445	445~480	480~510	>510
碳酸盐岩	<425	425~450	450~475	475~525	>525

2)用产率指数研究生油岩的成熟度

产率指数(I_p)是指生油岩中的可溶烃与可溶烃与热解烃之和的比值。产率指数 I_p 的计算如下:

$$I_p = \frac{S_1}{S_1 + S_2} \tag{3—18}$$

式中　S_1——可溶烃;

S_2——热解烃。

生油岩在热演化过程中生成烃类使 S_1 增大,相对使 S_2 减少,由此产率指数可视作在某成熟度下的产烃率或转化率。产率指数 I_p 是随成熟度的增高而增大(图 3—30),但由于 S_1 是生油岩中残存的油气,所以受取样条件的影响很大,往往由于岩样受过分的冲洗和烘烤,致使 S_1 中的轻质组分损失掉,而使 S_1 的代表性差,而且 S_1 本身也受自然界的油气运移的影响。例如潜江凹陷的生油岩连续厚度大,而且受岩盐层所封隔,油气运移不出去,使生油岩中的 S_1 含量大,个别达 1.19mg/g,有的甚至 S_1 大于 S_2 很多。所以 S_1 的绝对值和 I_p 的绝对值并不能反映生油岩达到某一成熟度,而只能看其随埋藏深度的变化规律(图 3—31)。不论哪种类型的生油岩在进入生油门限后,产率指数都随成熟度的增高而逐渐变大,然而有时在成熟度很高的生气阶段,生油岩的产率指数反而很小,这是由于取样时损失甲烷等轻质烃类之故。这是一个定性的热演化指标,根据一个剖面(井)系统取样,I_p 指数显著增大时生油岩进入生油门限。

3)用烃指数研究生油岩的成熟度

烃指数 I_{HC}就是 S_1 与总有机碳 TOC 的比值,按下式计算:

$$I_{HC} = \frac{S_1}{TOC} \times 100 \tag{3—19}$$

I_{HC}与 I_p 一样随生油的成熟度增高而增大,由于烃指数是 S_1 与总有机碳的比值而与 S_2 无关,可消除由于生油岩类型差异而引起的产油潜量 S_2 变化而产生的影响。图 3—32 表明辽河马圈子凹陷马深 1 井 I_{HC}随深度油变化符合有机质的热演化规律。同时 I_p 及 I_{HC}与 T_{max} 及 R_o 参数(图 3—31、图 3—32)划分热演化阶段是一致的

7. 生物标记化合物热演化特征

生物标记化合物(在第三节油气源对比中将专门介绍)随着热演化程度的加深,不稳定的生物构型将向热力学更稳定的构型转化。因此各种有机化学构型参数将是成熟度的良好指标。目前最常用的生物标记化合物定量指标是 $C_{29}\alpha\alpha\alpha$ 甾烷 S/S+R。因为虽然还有很多其他的参数,但都不同程度地受沉积环境和母源输入的影响。C_{29}甾烷 S/S+R 是 5α、14α、17α 甾烷在 C_{20}位上两个差向异构体之比值(图 3—33)。在活的生物体中只有 R 构型存在。随着有机

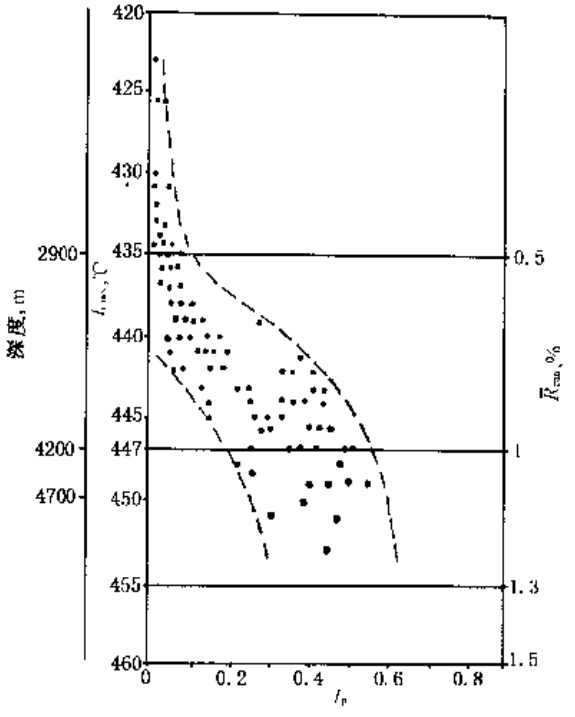


图 3—31　马圈子凹陷生油岩的 I_p 随成熟度的变化(据邹立言,1986)

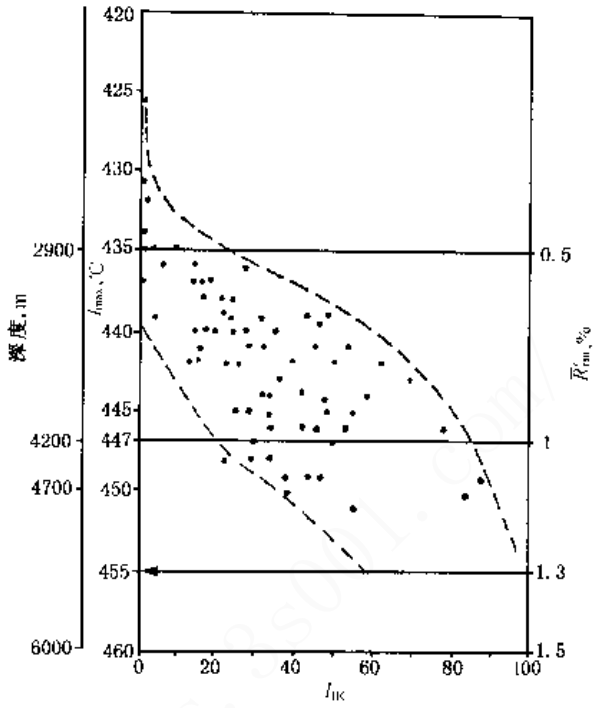


图 3—32　马圈子凹陷生油岩的 I_{HC} 随成熟度的变化(据邹立言,1986)

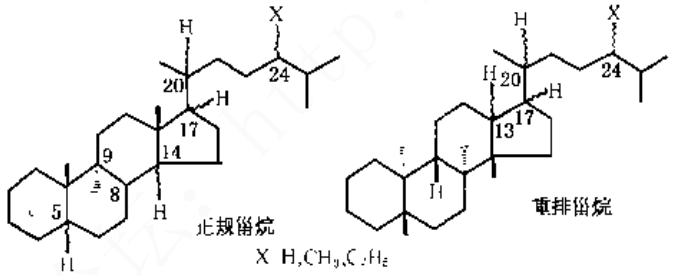


图 3—33　甾烷结构示意图

质不断被埋深,成熟度增加,R 构型逐渐向 S 构型转化,该比值逐渐增大。黄第藩等认为,在有机质生油开始前,即未熟阶段,该比值一般小于 0.25;开始大量生成石油时即进入成熟阶段,该比值约为 0.4;平衡值约为 0.55 左右。Mackenzie 等(1980)认为石油开始生成时 20S 构型化合物约占有 40%,即该比值为 0.4。但 Seifert 和 Moldowan(1981)发现,许多低成熟石油该比值在 0.23~0.29 之间,其平衡值约为 0.52~0.55 之间。Peter 等(1993)认为该比值一般适用于未成熟至成熟阶段,且当石油大量生成开始(R_o 约为 0.8%)时,该比值即可达 0.52~0.55。综合国内外学者的研究成果,我国目前较通用的标准是将 $C_{29}\alpha\alpha\alpha$ 甾烷 S/S+R=0.25 作为生油门限,$C_{29}\alpha\alpha\alpha$ 甾烷 S/S+R>0.4 时为大量生油的成熟阶段。

综上所述,已将目前使用最多,应用最广,且能量化的热演化指标进行了介绍。其实能用于热演化的指标很多,许多反映热成熟的参数大多是定性的,有的是从小变大,有的是从大变小,反映一种变化趋势。这些参数在一个连续系统的剖面(井)上也是划分有机质热演化阶段的良好指标,只不过要配合其他指标来共同确定,由于这些指标牵涉因素较多,在不同地区、不同盆地、不同地质条件下应用,需要具体问题具体分析确定。下面将主要的热演化指标汇总如表 3—16。在使用时请注意综合使用,不要孤立地用某一单一指标。

表 3—16　烃源岩有机质成烃演化阶段划分及判别指标

演化阶段	陆相烃源岩有机质成熟度判别指标							
	镜质体反射率 R_o %	孢粉颜色指数 SCI	岩石热解最高峰温 T_{max} ℃	CPI	OEP	孢粉颜色	生物标志化合物 $\alpha\alpha\alpha-C_{29}$甾烷 $\frac{20S}{20(S+R)}$	油气性质及产状
未成熟阶段	<0.5～0.6	<2.5	<435	>1.2	>1.2	浅黄色	<0.25	生物甲烷气未成熟油凝析油
低成熟阶段	>0.5～0.8	2.5～3.0	435～445	1.2～1.0	1.2～1.0	黄色	0.25～0.40	低成熟重质油凝析油
成熟阶段	>0.8～1.3	>3.0～4.5	>445～480	1.0	1.0	深黄色	>0.40	成熟中质油
高成熟阶段	>1.3～2.0	>4.5～6.0	>480～510	—	—	浅棕色～棕黑色	—	高成熟轻质油凝析油湿气
过成熟阶段	>2.0	>6.0	>510	—	—	黑色	—	干气

第三节　油气源对比技术与应用

一、油气源对比的概念和原则

一个盆地发现油气以后，尽快地找到其烃源供给层，对于确定盆地可能的含油层位、找油方向，指导发现新的含油层位和油气规模的预测都具有重要的意义。因此油气源对比是盆地勘探研究的重要组成部分。油气源对比就是通过油气与可能源岩之间，在考虑油气生成、运移、演化过程所可能发生变化的前提下，研究有机母源的地球化学特征的相似性，从而追踪其间的亲缘关系，最终找到油气源层。

石油在有机质的埋藏、热演化、运移和聚集的过程中，经历了各种地质、热力和地球化学作用，从而使产物与生源之间已面貌全非，庆幸的是，有机地球化学家从立体化学出发，在原油和沉积有机物中发现了一些化合物与现代生物体中的一些化合物在基本碳骨架方面存在着惊人的相似，其差别仅在有机质演化成烃过程中发生了一些分子重排和某些基团转移，这就是生物标志化合物。所谓生物标志化合物是指沉积物中的有机质及原油、油页岩、煤中那些来源于活生物体并具明显分子结构特征的有机化合物。它们在有机质成烃演化及运移中表现出了一定的稳定性，没有或较少发生变化，基本上保存了原始生化组分的碳骨架特征，因其差别仅在于有机质演化成烃过程中发生了某些基团的转移和重排。这就是当今石油地球化学家们利用生物标记化合物进行油气源对比的理论基础。

二、油源对比参数及选择

1. 色谱—质谱分析技术鉴定生物标记化合物

色谱—质谱分析技术是利用了色谱高效分离，质谱对单个化合物有效鉴定而建立的重要分析手段，其适用范围广泛，所以在各个有机分析领域中得到广泛使用。

对于原油及岩石抽提物等复杂的混合物，利用色谱分析可将多种组分分离开，但无法鉴定。质谱分析对多种组分，特别是微量组分无法分离制备，因此利用质谱分析进行定性是不可

能的。随着色谱仪与其他分析仪器的联用，使这一问题得到较好解决，特别是色谱—质谱—计算机联用仪，通过色谱将油(岩)抽提物中各组分分离开，依次进入质谱仪中，由于质谱仪扫描速度很快，足以将每个进入质谱仪离子源中的组分进行鉴定，其化合物鉴定可利用质谱图和质量色谱图，特别是对于两种色谱未能分开的化合物，利用特征离子的质量色谱图，足以鉴定两种化合物，并给出定量结果。在有机地球化学研究中，我们主要应用的生物标记化合物是甾、萜烷生物标记化合物，一般用分离好的饱和烃在色谱—质谱仪上进行分析，来获得生物标记化合物数据。

甾烷、萜烷生物标记化合物鉴定：

(1)甾烷、萜烷的基本碳骨架结构。

前以述及生物标记化合物都有一定的碳骨架结构。对甾烷、萜烷类化合物，同一类化合物都有相同的碳骨架结构，所不同的是侧链基团的位置和多少不同而已。目前在石油和沉积岩有机质中，常见甾烷碳数范围为 C_{27}～C_{30}。在有机地球化学研究中目前常应用的甾烷化合物有正规甾烷、重排甾烷，两者的结构见图 3—33。

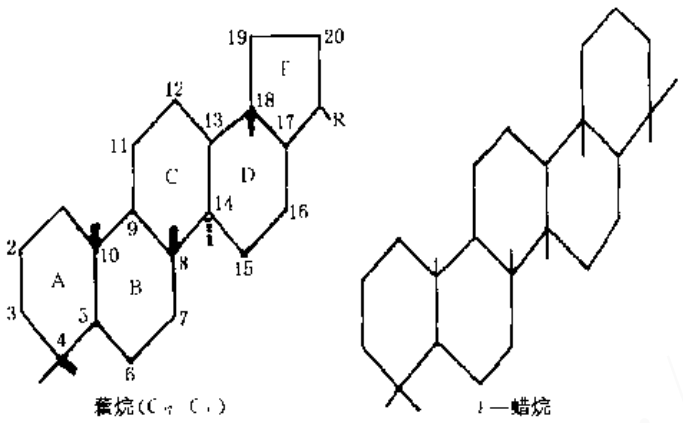


图 3—34　典型三萜烷结构示意图

目前在石油和沉积有机质中检测出来的萜烷较多，但在烃源岩研究和油气源对比研究中常见的是五环三萜烷，它们的碳数在 C_{26}～C_{35}之间。其中藿烷系列中，C_{30}为藿烷，C_{27}～C_{29}为降藿烷，C_{31}—C_{35}为升藿烷。升、降藿烷系列与藿烷的差异，只是在烷系列的 C_4 位处多或少甲基。五环三萜烷由四个六圆环和一个五圆环组成或五个六圆环组成，其五环三萜烷基本骨架见典型的结构示意图 3—34。

(2)甾烷、萜烷的立体异构体。

立体异构体是指有机化合物具有刚体结构时，直接相联系的原子或原子团的空间排列情况是相对固定的，因此不同的空间排列方式就形成了不同的立体异构物。

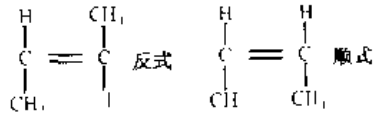


图 3—35　几何异构体

立体异构物有两种：几何异构和光学异构。几何异构是指不同的空间排列形式，即两个不同性质的异构体，其命名为顺式或反式(图 3—35)。

光学异构是当碳原子的四个键连有四个不相同的基团时，则该碳原子称为手性碳原子，它具有旋光性，分左旋和右旋(图 3—36)，其命名为 S 型和 R 型。

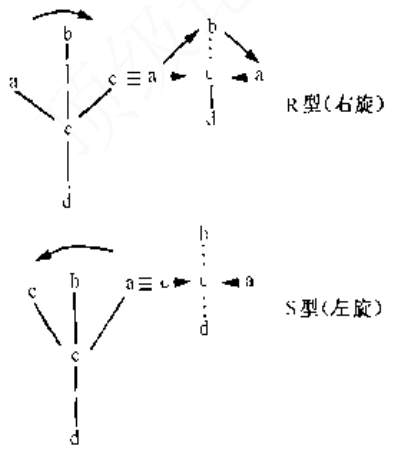


图 3—36　光学异构体

正是由于有不同的立体异构体特征，因此同一碳骨架结构和分子式可能代表不同构型的生物标记化合物。不同的立体异构体代表着不同的热演化特征，甾烷随热成熟度增加 R 构型向 S 构型转化，α 构型向 β 构型转化，萜烷 R 结构向 S 构型转化，β 构型向 α 构型转化。

(3)甾烷、萜烷化合物鉴定。

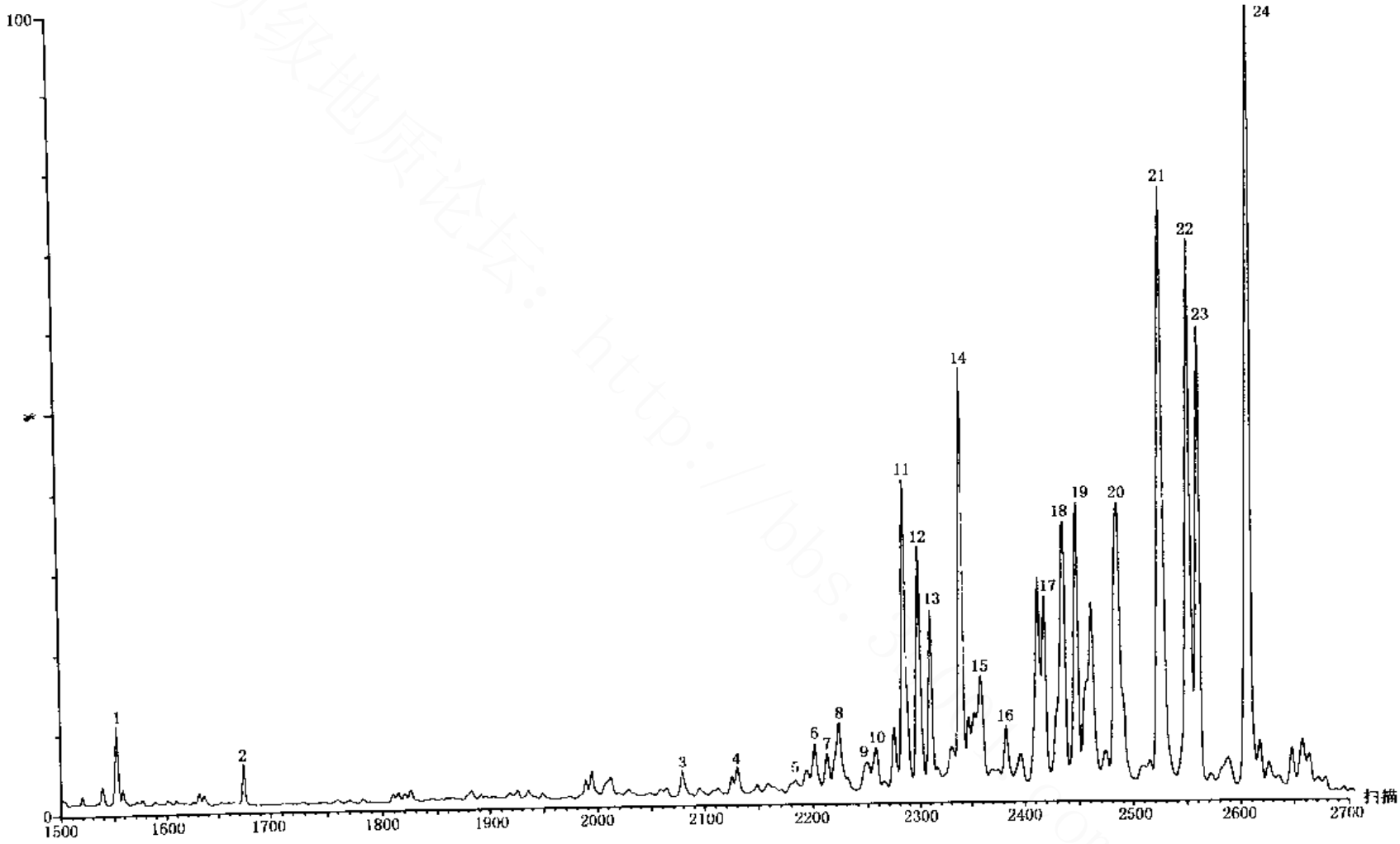


图 3—37　甾烷 M/e217 质量色谱图

甾烷、萜烷鉴定主要靠特征离子质量色谱图进行鉴定。甾烷的特征离子为 M/e217。用 M/e217 的质量色谱图(图 3—37),对甾烷进行鉴定,其色谱峰相应的化合物鉴定见表 3—17。萜烷的特征离子是 M/e191,用 M/e191 的质量色谱图(图 3—38)进行萜烷鉴,其色谱峰相应的化合物鉴定见表 3—18。

表 3—17 甾烷鉴定表(m/z 217)

峰号	相对分子质量	分子式	化合物名称
1	288	$C_{21}H_{36}$	孕甾烷
2	302	$C_{22}H_{38}$	升孕甾烷
3	372	$C_{27}H_{48}$	13β,17α—重排胆甾烷 20S
4	372	$C_{27}H_{48}$	13β,17α—重排胆甾烷 20R
5	372	$C_{27}H_{48}$	13α,17β—重排胆甾烷 20S
6	372	$C_{27}H_{48}$	13α,17β—重排胆甾烷 20R
7,8	386	$C_{28}H_{50}$	13β,17α—重排麦角甾烷 20S(24S+24R)
9,10	386	$C_{28}H_{50}$	13β,17α—重排麦角甾烷 20R(24S+24R)
11	372	$C_{27}H_{48}$	5α,14α,17α—胆甾烷 20S
12	372	$C_{27}H_{48}$	5α,14β,17β—胆甾烷 20R
13	372	$C_{27}H_{48}$	5α,14β,17β—胆甾烷 20S
14	372	$C_{27}H_{48}$	5α,14α,17α—胆甾烷 20R
15	400	$C_{29}H_{52}$	13β,17α—重排谷甾烷 20R
16	400	$C_{29}H_{52}$	13β,17α—重排谷甾烷 20S
17	386	$C_{28}H_{50}$	5α,14α,17α—麦角甾烷 20S
18	386	$C_{28}H_{50}$	5α,14β,17β—麦角甾烷 20R
19	386	$C_{28}H_{50}$	5α,14β,17β—麦角甾烷 20S
20	386	$C_{28}H_{50}$	5α,14α,17α—麦角甾烷 20R
21	400	$C_{29}H_{52}$	5α,14α,17α—谷甾烷 20S
22	400	$C_{29}H_{52}$	5α,14β,17β—谷甾烷 20R
23	400	$C_{29}H_{52}$	5α,14β,17β—谷甾烷 20S
24	400	$C_{29}H_{52}$	5α,14α,17α—谷甾烷 20R

表 3—18 萜烷鉴定表(m/z 191)

峰号	相对分子质量	分子式	化合物名称
1	262	$C_{19}H_{34}$	三环萜烷(C_{19})
2	276	$C_{20}H_{36}$	三环萜烷(C_{20})
3	290	$C_{21}H_{38}$	三环萜烷(C_{21})
4	304	$C_{22}H_{40}$	三环萜烷(C_{22})
5	318	$C_{23}H_{42}$	三环萜烷(C_{23})
6	332	$C_{24}H_{44}$	三环萜烷(C_{24})

续表

峰号	相对分子质量	分子式	化合物名称
7	346	$C_{25}H_{46}$	三环萜烷(C_{25})
8	330	$C_{24}H_{42}$	四环萜烷(C_{24})
9	360	$C_{26}H_{48}$	三环萜烷(C_{26})
10	360	$C_{26}H_{48}$	三环萜烷(C_{26})
11	388	$C_{28}H_{52}$	三环萜烷(C_{28})
12	388	$C_{28}H_{52}$	三环萜烷(C_{28})
13	402	$C_{29}H_{54}$	三环萜烷(C_{29})
14	402	$C_{29}H_{54}$	三环萜烷(C_{29})
15	370	$C_{27}H_{46}$	18α(H)—22,29,30—三降藿烷(Ts)
16	370	$C_{27}H_{46}$	17α(H)—22,29,30—三降藿烷(Tm)
17	416	$C_{30}H_{56}$	三环萜烷(C_{30})
18	416	$C_{30}H_{56}$	三环萜烷(C_{30})
19	398	$C_{29}H_{50}$	17α(H),21β(H)—30—降藿烷
20	398	$C_{29}H_{50}$	18α(H)—30—降新藿烷(C_{29}Ts)
21	412	$C_{30}H_{52}$	17α(H)—重排藿烷
22	398	$C_{29}H_{50}$	17β(H),21α(H)—30—降藿烷(降莫烷)
23	412	$C_{30}H_{52}$	17α(H),21β(H)—藿烷
24	412	$C_{30}H_{52}$	17β(H),21α(H)—藿烷(莫烷)
25	426	$C_{31}H_{54}$	17α(H),21β(H)—29—升藿烷 22S
26	426	$C_{31}H_{54}$	17α(H),21β(H)—29—升藿烷 22R
27	412	$C_{30}H_{52}$	伽马蜡烷
28	426	$C_{31}H_{54}$	17β(H),21α(H)—29—升藿烷 22S+22R
29	440	$C_{32}H_{56}$	17α(H),21β(H)—29—二升藿烷 22S
30	440	$C_{32}H_{56}$	17α(H),21β(H)—29—二升藿烷 22R
31	454	$C_{33}H_{58}$	17α(H),21β(H)—29—三升藿烷 22S
32	454	$C_{33}H_{58}$	17α(H),21β(H)—29—三升藿烷 22R
33	468	$C_{34}H_{60}$	17α(H),21β(H)—29—四升藿烷 22S
34	468	$C_{34}H_{60}$	17α(H),21β(H)—29—四升藿烷 22R
35	482	$C_{35}H_{62}$	17α(H),21β(H)—29—五升藿烷 22S
36	482	$C_{35}H_{62}$	17α(H),21β(H)—29—五升藿烷 22R
a	416	$C_{30}H_{56}$	C_{30}萜烷
b	398	$C_{29}H_{50}$	$C_{29}\beta\beta$藿烷
c	426	$C_{31}H_{54}$	$C_{31}\beta\beta$藿烷
d	440	$C_{32}H_{56}$	$C_{32}\beta\beta$藿烷
e	454	$C_{33}H_{58}$	$C_{33}\beta\beta$藿烷

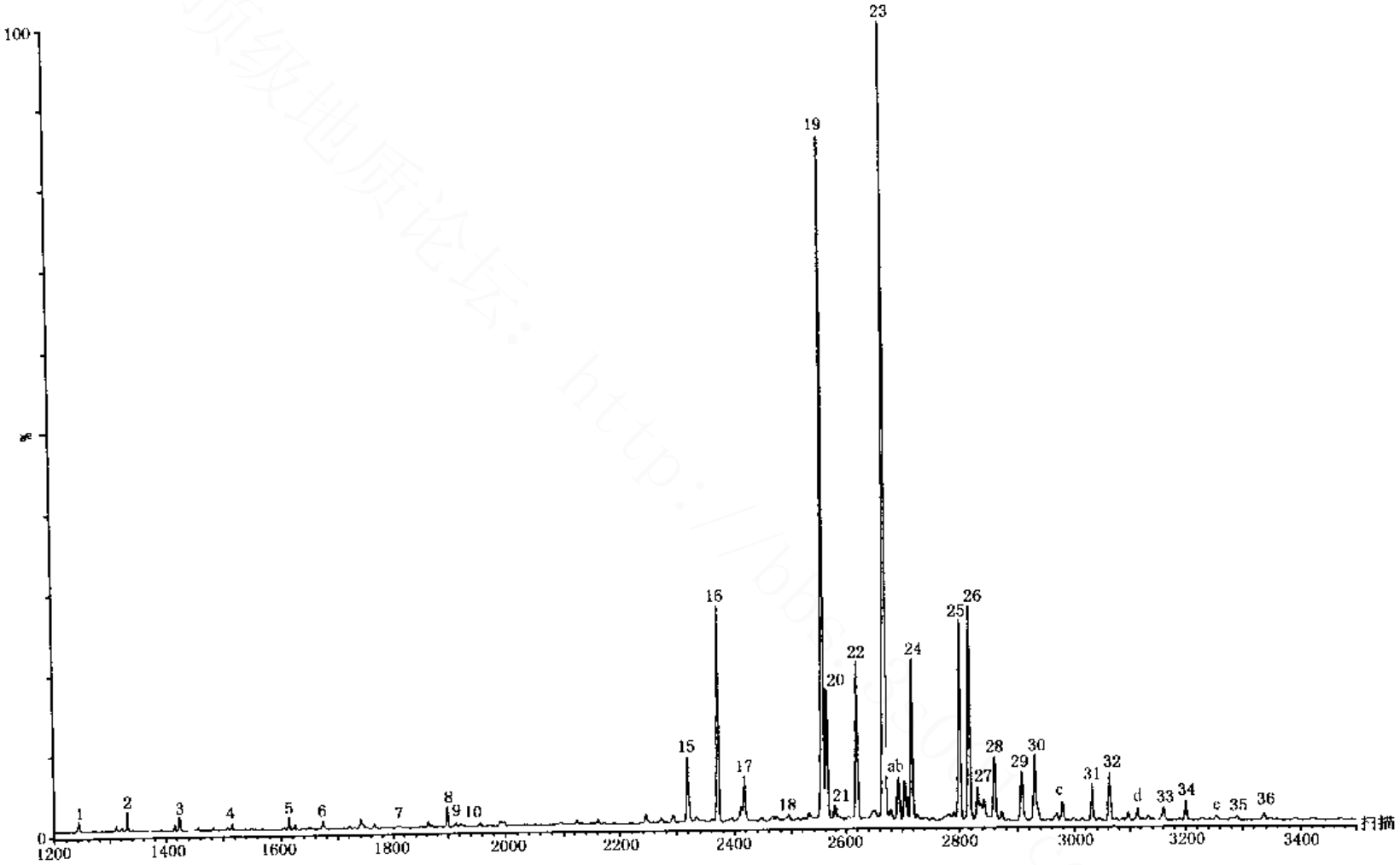


图 3—38　萜烷 M/e191 质量色谱图

2. 色谱—质谱—质谱测试技术及应用

色谱—质谱—质谱(GC—MS—MS)质谱分析是在色谱—质谱分析技术基础上发展起来的。主要结构特点是把两个普通质谱仪的质量分析器通过碰撞室连接起来，组成串联的质量分析器，其他部分，如离子源和电子倍增管与普通质谱仪相同(图 3—39)。通常用的串联质谱仪，如 Finnigan TSQ700，依次由离子源，第一四极杆(或称母离子四极杆)，八极杆及碰撞室，第二四极杆(子离子四极杆)，电子倍增器及辅助装置组成。辅助装置包括真空系统、控温系统、供气系统及电源等组成。

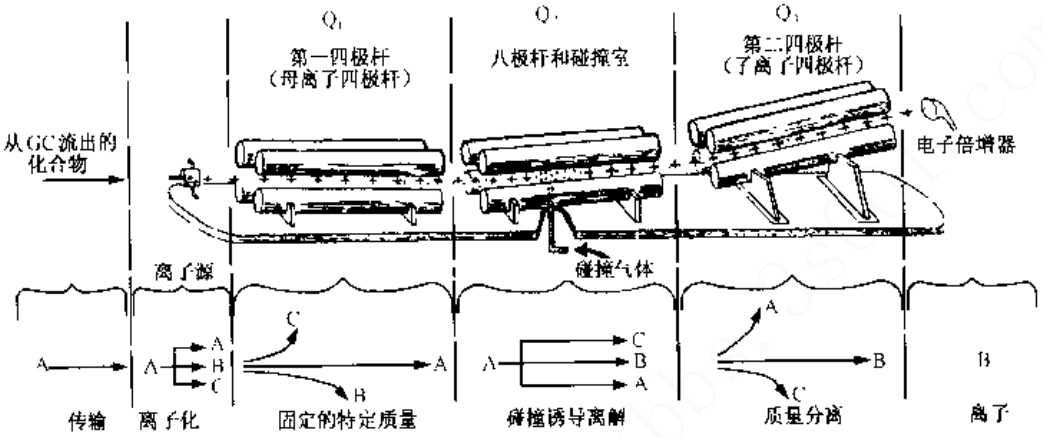


图 3—39　串联质谱仪结构示意图

实验室使用的色谱—质谱—质谱仪，除由四极杆组成的以外，还存在有许多混合型的串联质谱仪(Hybrid Mass Spectrometer)，如磁式质量分析器与四级杆质量分析器；飞行时间质量分析器与四极杆质量分析器的组合等。另外，有的厂家利用离子陷阱对一定质量离子的捕获能力，组成的串联质谱仪，也具有类似的功能。

在分析过程中，串联质谱仪采用联动扫描技术，主要有三种方式进行操作：母离子、子离子和中性丢失。

母离子方式操作过程中，在质谱仪离子源中所形成离子，通过第一四极杆，并进入碰撞室，增加能量且与惰性气体碰撞，生成质量较小的碎片离子(子离子)。这些子离子接着通过第三四极杆时，选择某一质量的离子通过，并由离子倍增管记录它的强度。

例如，C_{26}～C_{30}烷烃的分子离子(母离子)，分别由 N/Z358、372、386、400 和 414 组成。每一种母离子通过第一四极杆后与碰撞室内惰性气体碰撞形成一个主离子 m/z 217，它可以被子离子四极杆检测。母离子和子离子均由于这种选择检测而提高信噪比。这种 m/z 358→217，372→217，386→217，400→217 和 414→217 质量色谱图(图 3—40)及 RIC 色谱图可以减少其他有关化合物干扰，得到鉴别力较强的谱图。各化合物鉴定见表 3—19。

在子离子方式中，在质谱仪离子源中所产生的离子，由母离子四极杆(第一四极杆)选择某一质量的母离子，并通过该四级杆进入碰撞室，该母离子发生碰撞活化，离解成较小的子离子，然后进入子主子四极杆，并全扫描成一个完整的子离子质谱图。该方法可以从子离子谱图中鉴别出特定分子量化合物，研究它们的化学结构，此信息与 EI 质谱图相似，由于色谱—质谱—质谱分析的抗干扰性，它比后者更可靠。

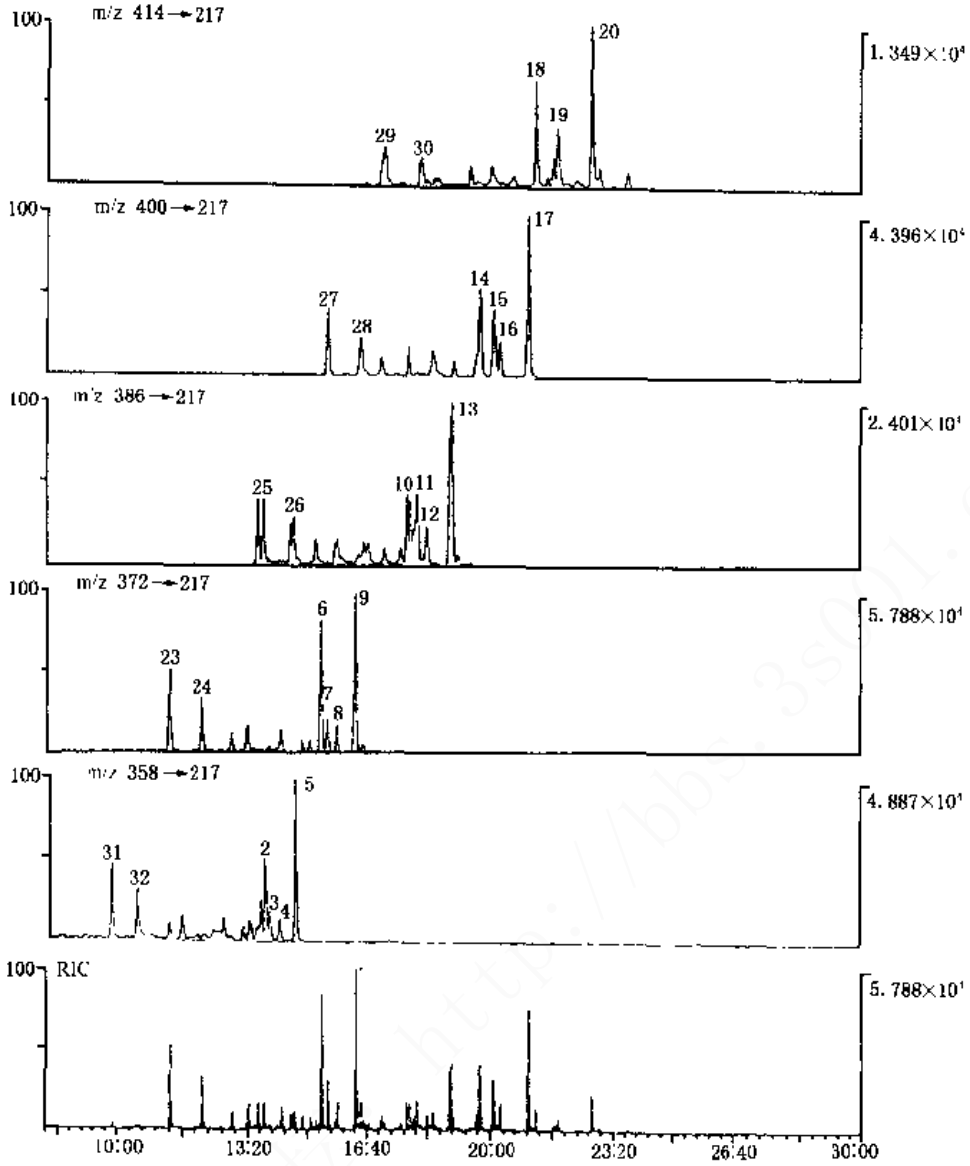


图 3—40　由串联质谱仪得到的 m/z 358→217,372→217,386→217,400→217 及 414→217 质量色谱图

表 3—19　美国 Kansas 州奥陶系原油串联质谱色谱仪分析得到的 m/z 358→217,372→217,386→217,400→217 及 414→217 质量色谱图(图 3—40)峰号的化合物定名(1 号峰因实验中未用标样,故缺失)

峰号	定　　名	碳　数
1	53—胆烷(标样)	24
2	5α,14α,17α,27—降胆甾烷 20S	26
3	5α,14β,17β.27—降胆甾烷 20R	26
4	5α,14β,17β,27—降胆甾烷 20S	26
5	5α,14α,17α,27—降胆甾烷 20R	26
6	5α,14α,17α—胆甾烷 20S	27
7	5α,14β,17β—胆甾烷 20R	27
8	5α,14β,17β—胆甾烷 20S	27

续表

峰号	定名	碳数
9	5α,14α,17α—胆甾烷 20R	27
10	5α,14α,17α—麦角甾烷 20S	28
11	5α,14β,17β—麦角甾烷 20R	28
12	5α,14β,17β—麦角甾烷 20S	28
13	5α,14α,17α—麦角甾烷 20R	28
14	5α,14α,17α—豆甾烷 20S	29
15	5α,14β,17β—豆甾烷 20R	29
16	5α,14β,17β—豆甾烷 20S	29
17	5α,14α,17α—豆甾烷 20R	29
18	5α,14α,17α,24—正丙基胆甾烷 20S	30
19	5α,14β,17β,24—正丙基胆甾烷 20R+20S	30
20	5α,14α,17α,24—正丙基胆甾烷 20R	30
21	13β,17α—重排胆甾烷 20S	27
22	13β,17α—重排胆甾烷 20R	27
23	13α,17β—重排胆甾烷 20S	27
24	13α,17β—重排胆甾烷 20R	27
25	13β,17α—重排麦角甾烷 20S(24S+24R)	28
26	13β,17α—重排麦角甾烷 20R(24S+24R)	28
27	13β,17α—重排豆甾烷 20S	29
28	13β,17α—重排豆甾烷 20R	29
29	13β,17α—重排—24—正丙基胆甾烷 20S	30
30	13β,17α—重排—24—正丙基胆甾烷 20R	30
31	13β,17α—重排—27—降胆甾烷 20S	26
32	13β,17α—重排—27—降胆甾烷 20R	26
33	5α,14α,17α+5α,14β,17β,21—降胆甾烷	26

中性丢失方式中是母离子和子离子两四极杆同时扫描特定的质量范围。子离子四极杆低于母离子四极杆一特定的质量，这是根据母体化合物通过质量丢失形成一种中性物质碎片质量的假设。例如，为了检测中性质量丢失为 m/z 32 的含硫化合物分布，子离子四极杆的扫描质量要比母离子四极杆低 32 个质量单位。只有丢失了 m/z 32 碎片的化合物才可以被检测到。

在地球化学研究中，报道最多的是母离子方式，其次是子离子方式，中性丢失方式很少。色谱—质谱—质谱主要是在地球化学参数值的确定、化合物的鉴定和简化制样工作等三个方面发挥重要作用。

传统的生物标志物鉴定方法是用普通色谱—质谱(GC—MS)的全扫描或 MID(多离子检测)得到的 m/z 191 和 217 质量色谱图上取得有关化合物异构体的峰高或峰面积进行计算而得到的。但如前面已经提到的，它们有可能受到干扰化合物影响，而使得参数值有些失真。而色谱—质谱—质谱所得的谱图可以避免某些化合物干扰，因而数据可靠性提高。

在地球化学研究中，更广泛使用的是母离子方式的质量色谱图，它可以在一定程度上避免其他类型化合物的干扰，从而可以较准确地鉴定出某些化合物。

最常见的例子是对 C_{30} 甾烷的鉴定和表 3—19、表 3—20 中的化合物。由于 C_{30} 甾烷在研

究沉积环境和油源方面的特殊作用，而受到地球化学家的重视。但 C_{30} 甾烷具多种类型的，包括：4—甲基甾烷；2—甲基甾烷；3—甲基甾烷；4,23,24—三甲基甾烷（甲藻甾烷）；24—异丙基甾烷；24—正丙基甾烷等。它们的异构体共有几十个，在色谱的保留时间上都重叠地分布在 $C_{29}\alpha\alpha\alpha$ 甾烷 20R 后面不大的范围中。用普通的色质仪难以区分它们。虽然用色谱—质谱—质谱仪鉴定它们仍也有一定的难度，但比前者结果要好得多，在某些情况下，可以有很好的效果。例如用 m/z 414→231 质量色谱图（图 3—41、表 3—20）来鉴定 4—，2—，3—甲基甾烷，因为它们都有 m/z 231 的基峰离子，又有 m/z 414 的分子离子，可以根据保留时间把不同的异构体区分出来。而 24—异丙基，24—正丙基甾烷的 m/z 231 离子较低，m/z 217 离子却是基峰离子，因此用 m/z 414→217 质量色谱图去鉴定它们的异构体（表 3—19）。而 4,23,24—三甲基甾烷的 m/z 231 离子相对强度也很强，分子离子的质量也是 414，这些与甲基甾烷特点很相似，但重要的特征是它的 m/z 98 的强度相对较高。在普通质谱仪下，m/z 98 离子受烷烃分子影响很大，不易分辨 4,23,24—三甲基甾烷，但用色谱—质谱—质谱的 m/z 414→98 的质量色谱图则较容易对它们作出鉴定（表 3—20）。

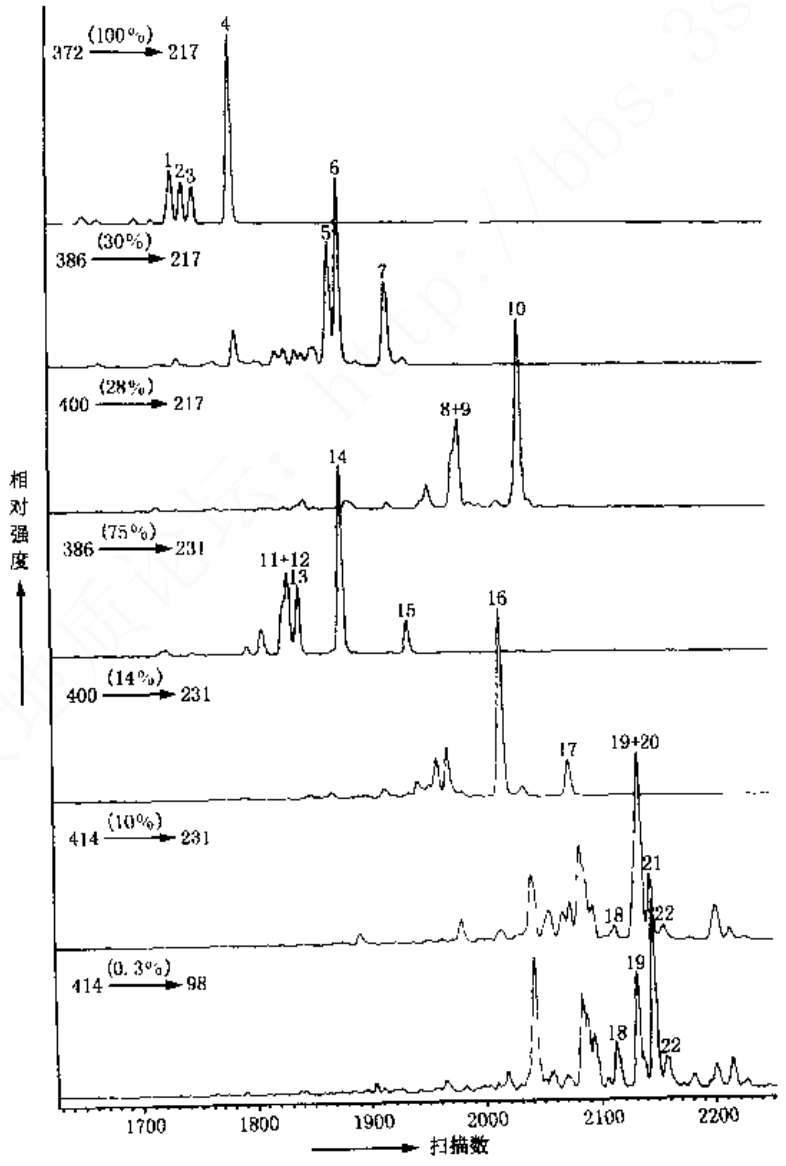


图 3—41　用串联质谱仪的质量色谱图 m/z 386→231、400→231、414→231 检测 4—甲基甾烷；m/z 414→98 检测甲藻甾烷（图上化合物鉴定见表 3—20）

表 3—20　4—甲基甾烷及甲藻甾烷化合物鉴定表(图 3—41)

峰号	定　　名	碳数
1	5β—甾胆烷	27
2	(20R)—5α,14β,17β—胆甾烷	27
3	(20S)—5α,14β,17β—胆甾烷	27
4	5α—胆甾烷	27
5	(20R)—24—甲基—5α,14β,17β—胆甾烷	28
6	(20S)—24—甲基—5α,14β,17β—胆甾烷	28
7	24—甲基—5α—胆甾烷	28
8	(20R)—24—乙基—5α,14β,17β—胆甾烷	29
9	(20S)—24—乙基—5α,14β,17β—胆甾烷	29
10	24—乙基—5α—胆甾烷	29
11	4α—甲基—5β—胆甾烷	28
12	4α—甲基—(20R)—5α,14β,17β—胆甾烷	28
13	4α—甲基—(20S)—5α,14β,17β—胆甾烷	28
14	4α—甲基—5α胆甾烷	28
15	4β—甲基—5α—胆甾烷	28
16	4α,24—二甲基—5α—胆甾烷	29
17	4β,24—二甲基—5α—胆甾烷	29
18	4α,23S,24S—三甲基—5α—胆甾烷(甲藻甾烷)	30
19	4α,23S,24R—三甲基—5α—胆甾烷(甲藻甾烷)	30
20	4α—甲基—24—乙基—5α—胆甾烷	30
21	4α,23R,24R—三甲基—5α—胆甾烷(甲藻甾烷)	30
22	4α,23R,24S—三甲基—5α—胆甾烷(甲藻甾烷)	30

值得注意的是色谱—质谱—质谱仪所得到地球化学参数值,往往与普通 GC—MS 的数据有些差别,彼此不能很好地互相对比,因此应该用色谱—质谱—质谱分析建立新的标准来解释生物标记物参数的地球化学意义。

3.轻烃色谱分析技术与应用

1)轻烃色谱分析

(1)样品要求。

采用密闭取样法,在密闭脱气装置或井口取样和采用 PVT 法在井下密闭取样。

(2)分析流程及测定。

分析流程见图 3—42,原油多采用预切割柱除掉重烃组分。轻烃分析采用 FID 检测器进行轻烃色谱分析测定,其色谱柱为 OV—101 毛细柱。

(3)分析结果及质量要求:

目前轻烃分析结果:C_1～C_7 烃已鉴定出 30 余种化合物(表 3—21);C_1～C_9 烃可鉴定出近 90 余种化合物;原油轻烃 C_1～C_{12}烃可鉴定出 180 余种化合物(见图 3—43)。轻烃分析测定误差应达到不同测定值要求的允许误差范围之内。

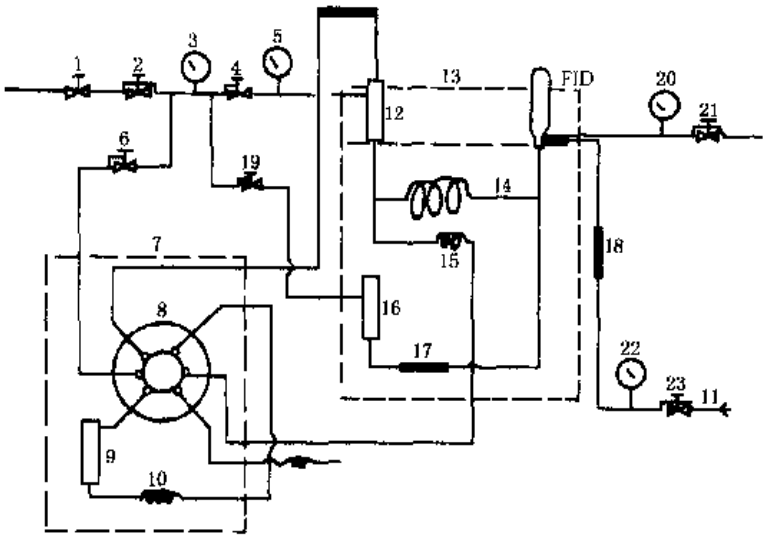


图 3—42　原油轻烃分析流程图(据付洪资料)

1—开关阀;2,21,23—稳压阀;4,6,19—稳流阀;3,5,20,22—压力表;
7—预切割装置;8—六通阀;9,12,16—汽化室;10—预切割柱;
11—放空;13—色谱仪;14—色谱柱;15—分流阻尼管;17,18—净化管

表 3—21　C_1～C_7 轻烃的基本化合物

碳数	正构烷烃	异构烷烃	环烷烃	芳烃
C_1～C_3	甲烷　乙烷　丙烷			
C_4	正丁烷	异丁烷		
C_5	正戊烷	异戊烷	环戊烷	
		2,2—二甲基丁烷		
		2,3—二甲基丁烷	甲基环戊烷	
C_6	正己烷	2—甲基戊烷	环己烷	苯
		3—甲基戊烷		
		2,2—二甲基戊烷		
		2,3—二甲基戊烷	1,1—甲基环戊烷	
		2,4—二甲基戊烷	1 顺 3—二甲基环戊烷	
C_7	正庚烷	3,3—二甲基戊烷	1 反 3—二甲基环戊烷	甲苯
		2,2,3—三甲基丁烷	1 反 2—二甲基环戊烷	
		2—甲基己烷	甲基环己烷	
		3—甲基己烷		

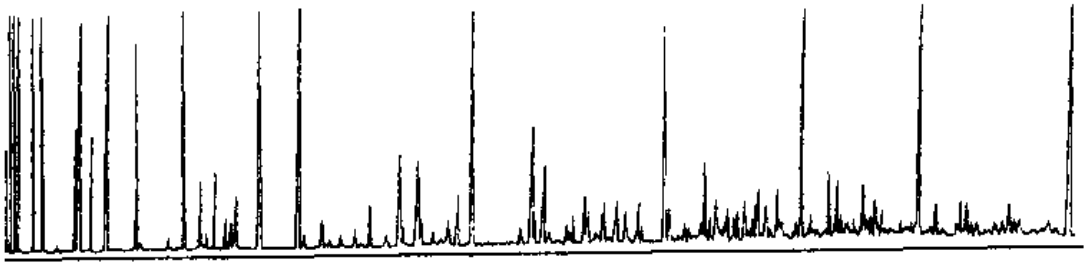


图 3—43　大庆油田高 56 井—31 井(P)原油轻烃色谱图(据付洪资料)

2)轻烃地球化学参数及应用

轻烃一般是指沸点小于200℃的烃类化合物，包括正构烷烃、异构烷烃、环烷烃和芳烃类化合物，C_1～C_{10}正烷构烷烃的沸点范围为-161.5～195℃。目前分析并应用于油气勘探研究的主要是C_4～C_7化合物，已检测出的化合物共30种(表3—22)。

表3—22　天然气对比用的某些配对化合物

化　合　物	沸点,℃
乙烷/丙烷	-88.6/-42.1
异丁烷/正丁烷	11.7/10.5
异戊烷/正戊烷	27.9/36.1
环戊烷/2,3—甲基丁烷	49.3/58.0
2—甲基戊烷/3—甲基戊烷	60.3/63.8
正己烷/(甲基环戊烷+2,2—二甲基戊烷)	68.7/(71.8+79.2)
2—甲基己烷/2,3—二甲基戊烷	90.1/89.8
3—甲基己烷/(1,1—二甲基环戊烷+1,顺3—二甲基环戊烷	91.9/(87.9+90.8)
1,反3—二甲基环戊烷/1,反2—二甲基环戊烷	91.7/91.8
正庚烷/(1,1,3—三甲基环戊烷+甲基环己烷)	98.4/(104.9+100.9)
2,3—二甲基己烷/2—甲基庚烷	115.6/117.7
(4—甲基庚烷+3,4—二甲基己烷)/3—甲基庚烷	(117.7+117.7)/118.9
2,4—二甲基庚烷/3,5—二甲基庚烷	113/136.0
(3,4—二甲基庚烷+4—甲基辛烷)/2—甲基辛烷	(140.6+142.5)/143.3
(1—甲基,3—乙基+1—甲基,4—乙基苯)/1—甲基,2—乙基苯	(161.3+161.9)/165.0

C_4～C_7轻烃的分析，可用于研究天然气与轻质油、凝析油。轻烃分布特征随有机母质类型、沉积环境、成熟程度、有机质的后生变化而变化

有人应用C_5～C_7饱和烃如正构烷烃、异构烷烃和环烷烃三角图，或用C_6～C_7某些组分的三角图划分天然气成因类型。亦有人应用轻烃中的芳烃组分如苯、甲苯的含量判别有机母质输入。

在成熟度研究方面，国内常用石蜡指数和正庚烷指数来讨论有机质的成熟度(Thompson，1983，1987)，成熟度划分标准见表3—23。

$$\text{石蜡指数} = \frac{2\text{—甲基己烷} + 3\text{—甲基己烷}}{(1\text{顺}3 + 1\text{反}3 + 1\text{反}2)\text{—二甲基环戊烷}} \tag{3—20}$$

$$\text{庚烷值}(\%) = \frac{\text{正庚烷}}{\text{环己烷} - \text{甲基环己烷间的馏出物}} \times 100\% \tag{3—21}$$

表3—23　利用轻烃组分划分原油类型表(据Thompson，1983)

原油类型	庚烷值,%
未成熟原油	0～18
石蜡质原油	18～22
成熟原油	22～30
过成熟原油	30～60

在实际应用中，各学者还根据所研究的不同盆地的地质地球化学条件，提供了其他一些轻烃参数，如二甲基环戊烷成熟度指数(张义纲等，1991)。

$$二甲基环戊烷(DMCP)指数=\frac{正己烷+2—甲基戊烷+3—甲基戊烷}{(1反3+1顺3+1反2)二甲基环戊烷} \quad (3—22)$$

在气源对比与油气对比中，常常可采用单个组分的浓度对比与配对成分对比。配对成分对比时为了尽可能减少各种非成因因素对轻烃组分的影响，将化学结构和沸点相近的烃类成分配对，用每对中组分的浓度比值对比，即

$$R=\frac{C_a/C_b}{C'_a/C'_b} \quad (3—23)$$

其中 C_a 和 C_b 为一种原油一对组分的浓度，C'_a 和 C'_b 为另一种原油一对同样成分的浓度

4. 饱和烃气相色谱参数

饱和烃气相色谱分析方法前面已详细介绍。烃源岩生成油气后一部分被运移到储集层中，一部分以可溶有机质的形态残留于烃源岩中。而饱和烃又是原油和可溶有机质最重要的组分。具有油源关系的烃源岩和原油，其饱和烃正构烷烃组成必然具有相似性。通常又用正构烃分布曲线的相似性来判断油—岩的亲缘关系。此外，饱和烃气相色谱的正构烃分布峰型特征和主峰碳是反映有机母源的参数，姥/植比(Pr/Ph)反映有机质沉积环境，正构烃奇、偶优势，*OEP*、*CPI* 参数反映有机质的热成熟度。这些参数都是油—源对比的重要参数。

5. 单体烃碳同位素组成及应用

人们对沉积岩中沉积有机质及原油中碳同位素组成的认识是逐渐深入的。从总烃的碳同位素到各个族组分的碳同位素分析，提高了对原油在生成、运移过程中碳同位素组成变化的认识，也加深了对原油中各组分的碳同位素组成的认识。这些研究虽然在油气成因及油气烃源岩等方面取得了良好的应用效果，但也埋没了原油内大量的单体组分或某些特殊组分所具有的地球化学信息，以及单体烃间的互相关系。

1)单体烃碳同位素组成的概念

沉积有机质与原油中单体烃类物质的获取与同位素分析方法是随着气相色谱与同位素质谱仪联机技术(GC—C—MS)的应用而发展起来的。其基本原理是沉积有机质及原油在色谱仪中将单个化合物分开，分开的单个化合物在同位素质谱仪中测其同位素值(图 3—44、表 3—24)。这项技术不但可以测定正构烷烃分子，还可以测定甾烷(表 3—17、表 1—18)、藿烷、伽马蜡烷、莫烷、重排藿烷等生物标志物以及脂肪酸、多环芳烃等分子的同位素组成(图 3—44)。这项技术将沉积有机质和原油(从理论上讲，可包括任何有机化学组分)的同位素分析提高到一个分子级的水平。这无疑会大大提高油气类型划分、油气成因分析、油气源对比工作的精度。

表 3—24　吐哈盆地台参 2 井烃源岩生物标志物碳同位素数据

峰号	化合物名称	$\delta^{13}C$(PDB),‰
		台参 2 井
1	18α(H)—22,29,30—三降藿烷(Ts)	-54.2
2	17α(H)—22,29,30—三降藿烷(Tm)	-42.64
3	17α(H),21β(H)—30—降藿烷	-44.38
4	18α(H)—30—降新藿烷($C_{29}Ts$)	-55.63
5	17β(H),21α(H)—30—降莫烷	-59.6
6	17α(H),21β(H)—30—藿烷	-46.88

续表

峰号	化合物名称	$\delta^{13}C$(PDB),‰
		台参2井
7	17β(H),21α(H)—30—莫烷	-53.89
8	17α(H),21β(H)—29—升藿烷 22S	-40.34
9	17α(H),21β(H)—29—升藿烷 22R	-41.98
10	伽马蜡烷	
11	17β(H),21α(H)—29—升藿烷 22S+22R	-44.56
12	17α(H),21β(H)—29—二升藿烷 22S	-44.08
13	17α(H),21β(H)—29—二升藿烷 22R	-44.35
14	17α(H),21β(H)—29—三升藿烷 22S	-41.37
15	17α(H),21β(H)—29—三升藿烷 22R	
16	17α(H),21β(H)—29—四升藿烷 22S	
17	17α(H),21β(H)—29—四升藿烷 22R	

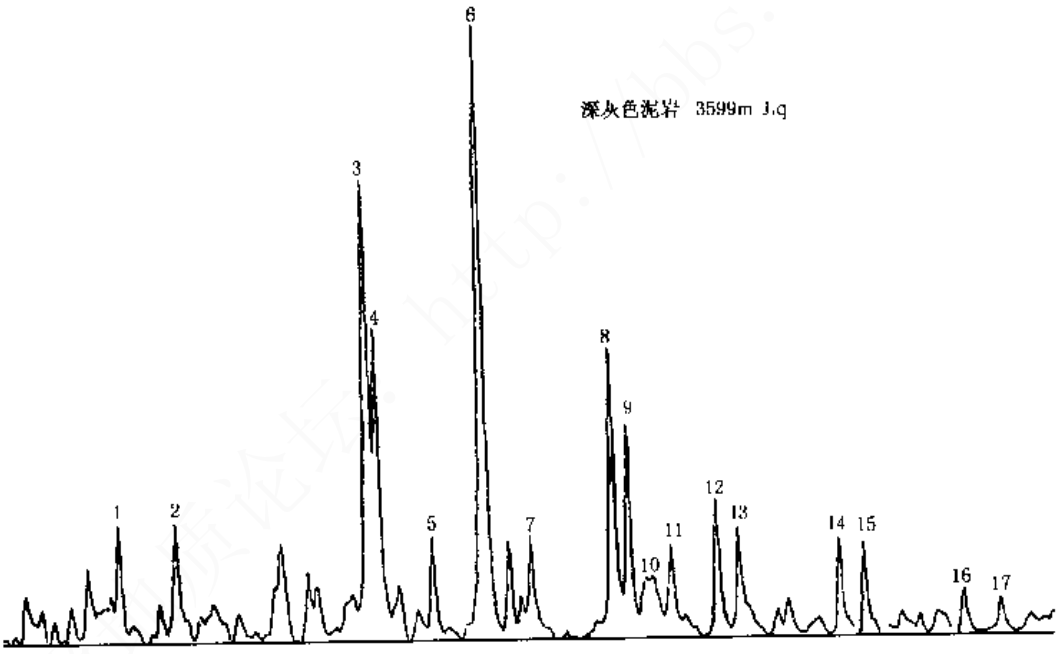


图 3—44 吐哈盆地台参2井烃源岩生物标志物碳同位素质谱图

早在20世纪60年代末期，Welte(1969)就提出了进行石油中单个化合物同位素研究的思路；不久 Feux(1977)又提出对大分子量的烷烃进行碳同位素组成研究的设想；1984年，I.Gilmour 与 P.K.Swart 等人用气相色谱与同位素质谱仪联机(GC—IRMS)完成了石油内单体类脂化合物的碳同位素组成分析工作。目前在油气勘探中主要针对沉积有机质和原油中的正构烷烃、异构烷烃、甾烷、萜烷、卟啉及氨基酸等生物标志化合物的碳同位素组成分析与研究工作。

如前所述，色谱与同位素质谱的碳机使得单体烃碳同位素的分析成为可能，但是要完成沉积有机质及原油中单体烃，尤其是甾烷、萜烷碳同位素的分析仍是一项艰苦的工作。由于沉积有机物和原油都是化合物的复合体，如不首先进行单体化合物的分离富集，色谱和质谱都难已精确分析和测量单个化合物，因此单体化合物的前处理分离是一项重要的技术。目前北京石

油勘探开发科学院实验中心已成功开发这项技术。其关键是样品的前期络合富集，然后再进行单体烃同位素分析(图 3—44、表 3—24)。

2)不同成因原油中单体烃碳同位素组成分布特征

经过十余年的发展，单体烃同位素的研究已取得了长足的进步。虽然对于一些单体烃的地球化学意义还认识得不够深入，但已建立了不同类型原油与源岩的单体烃碳同位素识别模型。

石油可以在多种沉积盆地中形成，但其碳同位素组成可因原始成烃母质的不同而表现出明显的差异来。从宏观上划分，原油基本上可以分为湖相成油、海相成油和煤成油三大类型。下面以我国油气区为主要例子，探讨其单体烃碳同位素组成的基本特点。

(1)湖相原油

从总体观察，各种沉积相的原油正构烷烃单体烃分子碳同位素组成的规律与其形成环境所产出的原油碳同位素组成的分布相似，即随着有机母质所生活的湖水盐度的增加，单体烃分子的碳同位素组成有逐渐增重的趋势(图 3—45)。而且，不同地区与地质时代的湖相原油的单体烃分子碳同位素组成也存在有明显的差别。

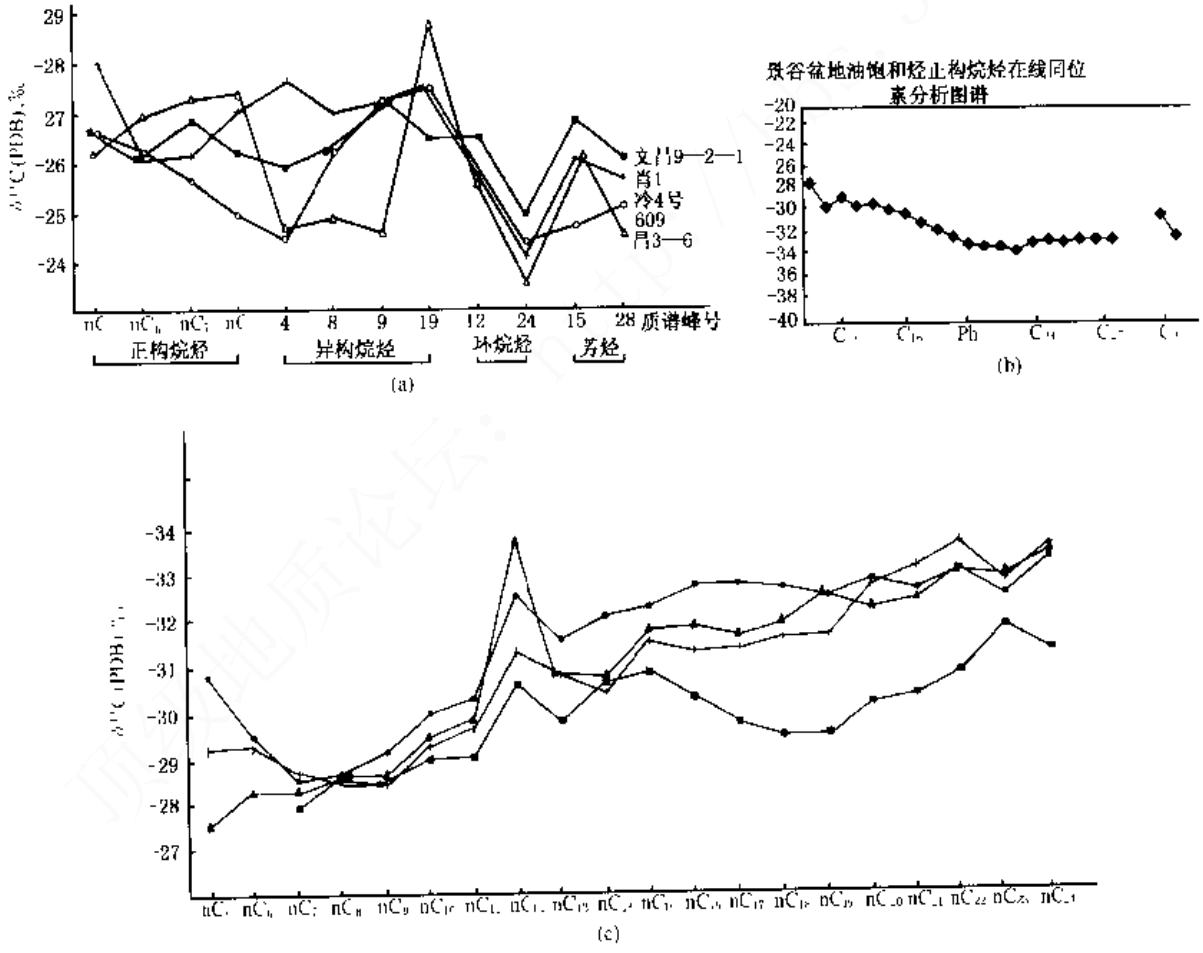


图 3—45　我国不同地区，不同地质时代湖相原油单体烃碳同位素组成的分布特征

(a)四川盆地侏罗系(J_1t^4)不同井中原油；(b)云南景谷盆地 1 口井中原油样品；

(c)柴达木盆地西部第三系 4 口井中原油(据张文正、关德师，1997)

在图 3—45 中，四川盆地下侏罗统原油正构烷烃分子的 $\delta^{13}C$ 值随碳数增加而逐渐变负，呈弱单斜型分布(张文正与关德师，1997)，推断烃源岩偏氧化的沉积环境与腐殖组分含量高是

造成这种分布的主要原因。柴达木盆地与云南景谷盆地原油均为第三纪沉积有机质所形成，但柴达木盆地(西部)第三纪气候干燥，湖水含盐度增加(半咸—咸水)，使得生物体内倾向于富集^{13}C；而景谷盆地第三纪时地处温暖潮湿的热带—亚热带地域，为典型的淡水湖泊，成烃有机质以湖相浮游生物为主。所以两处原油中正构烷烃单体烃碳同位素组成分布明显不同。盐湖相原油的单体烃$\delta^{13}C$值系列明显地比淡水湖相原油中单体烃$\delta^{13}C$值系列偏重。而且，盐湖相原油中单体烃$\delta^{13}C$值随碳数增加而逐渐偏正，而淡水湖相原油单体烃$\delta^{13}C$值随碳数增加而逐渐偏负。

(2)煤成油。

煤成油中正构烷烃单体烃碳同位素组成的分布特征是都富含^{13}C，某些特征化合物(如轻烃单体分子)的碳同位素组成与高等植物为母质的腐殖型有机质的碳同位素组成相近，表征着煤成油与腐殖型母质之间有紧密的关系。煤成油单体烃中正构烷烃分子系列的$\delta^{13}C$值随着碳数的增加而逐步变负，呈明显的"单斜型"分布(图3--46)。

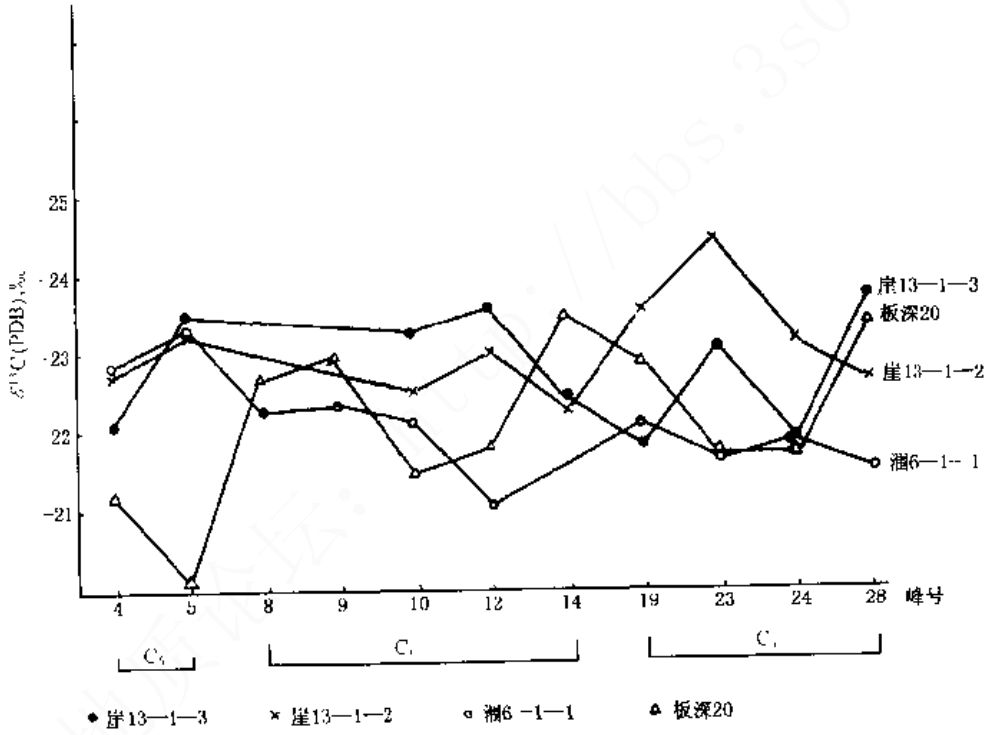


图3—46 根据海南省琼东南盆地、华北地区板桥凹陷中4口井内煤成油分析结果得出的我国下第三系煤成油正构烷烃分子系列碳同位素分馏模式(据张文正等，1997)

(3)海相原油。

我国的海相原油大多产出于下古生界地层，当时尚未出现陆生高等植物，成烃母质主要为海相浮游生物。下古生界沉积有机质与原油相似单体烃分子也以富含^{12}C为特征(图3—47)。

其他地质时期的海相原油单体烃分子碳同位素组成特征也取决于其形成时代与沉积环境中的成烃母质的碳同位素分布。

对低熟石油(王铁冠等，1994)和混源石油(张文正、关德师，1997)的单体烃分子系列的碳同位素组成研究结果也表明，单体烃分子对其成烃母质的碳同位素组成特征有着明显的继承作用。混源石油的单体烃系列分子的碳同位素组成会表现出一些腐泥型母质成烃优势组分(正构烷烃等)具有"油型"特征，而一些腐殖母质成烃优势组分(苯、甲苯、环烷烃等)具"煤型"特征的现象。在实际分析时，应参照姥鲛烷和植烷等其他地球化学指标综合分析确定。

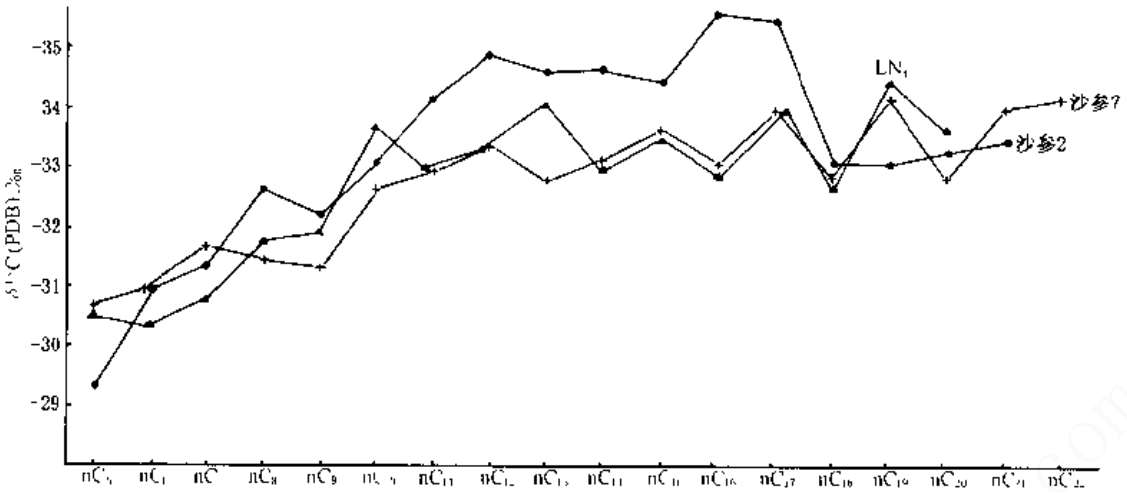


图 3—47　根据塔里木盆地 3 口井中原油分析得出的奥陶系海相原油正构烷烃分子系列碳同位素分馏模式(据张文正、关德师,1997)

3)油源对比研究

与常规的油源对比的碳同位素分析方法原理相同,利用单体烃系列的 $\delta^{13}C$ 值进行油源对比研究时,也是将原油内及可能的烃源岩中氯仿抽提有机质的正构烷烃进行单体烃碳同位素分析,然后将结果绘图进行指纹对比,相关性分析,最终进行亲缘性分析、判断。下面以我国吐哈盆地的研究为例,对单体烃碳同位素组成的研究方法与结果进行讨论。

进行油源对比的 4 个原油和 1 个可能烃源岩样品分别取自吐鲁番盆地台北凹陷内胜金口构造南部(胜南 1 井)、葡萄沟构造(葡北 1 井)、玉果构造(果 1 井)和位于胜金口构造东南部的神泉构造(神 102 井)。这 4 个构造均为含油气构造。单体烃的碳同位素组成分析结果列于表 3—25 中,并绘于图 3—48 内。可以得出以下初步认识:

表 3—25　吐哈盆地不同构造中原油及岩石可溶有机质抽提物单体正构烷烃的碳同位素组成

正构烷烃	碳同位素组成 (PDB),‰				
	葡北 1 井	神 102 井	胜南 2 井	果 1 井(油)	果 1 井(岩)
nC_{14}	24.9	26.2	-26.9	-26.5	-28.7
nC_{15}	24.9	-26.1	-27.0	-27.9	33.3
nC_{16}	-25.7	-23.8	29.0	-30.4	27.4
nC_{17}	24.5	-24.7	29.6	-29.7	25.2
nC_{18}	-25.0	-25.9	-20.5	-30.0	26.8
nC_{19}	-25.3	26.3	-30.6	-30.0	26.8
nC_{20}	-24.5	-24.6	20.0	-36.9	27.4
nC_{21}	24.8	-24.6	-29.9	-37.7	27.3
nC_{22}	-25.1	-24.9	29.7	-31.0	-27.1
nC_{23}	-25.4	-24.9	-30.2	-32.7	27.4
nC_{24}	25.5	25.1	-30.7	-30.6	-27.9
nC_{25}	-25.2	-25.4	-31.0	-30.9	-27.6
nC_{29}	-26.7	-26.8	31.4		29.3
nC_{30}	25.4	24.8	-33.5		-29.3
nC_{31}	-24.5	28.8	-36.0		32.7
平均值	-25.3	25.5	-30.4	31.2	-28.3

(1)不同原油单体烃碳同位素组成对比。

从图可以看出,吐哈盆地台北凹陷内,产自4个不同构造的原油中单体烃系列分子碳同位素组成可以明显地分为$\delta^{13}C$值较重的和较轻的两组。果1井与胜南1井的原油正构烷烃单体系列分子的碳同位素组成分布较接近,且较轻,分析样品的区间值为-26‰~-36‰;而葡北1井与神102井的原油$\delta^{13}C$组成分布较接近,且较重,分析样品区间值为-24‰~-30‰。岩石中抽提物单体系列分子的$\delta^{13}C$值曲线大致介于上述两组曲线之间。

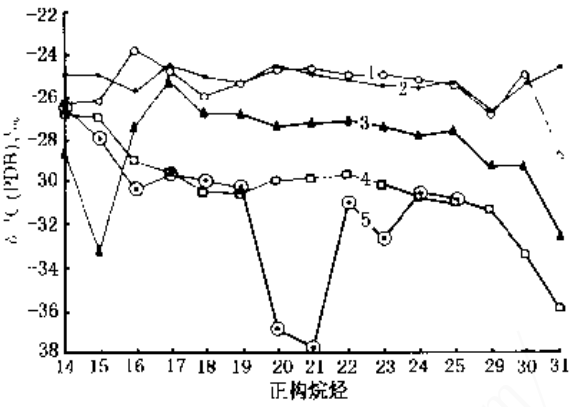


图3-48 原油及岩石抽提物中单体正构烷烃碳同位素组成分布图

1-神102井(油);2—葡北1井(油);3—果1井(岩);4—胜南1井(油);5—果1井(油)(横坐标数值为正构烷烃碳数,如:19"表示"nC_{19}")

根据同位素分馏原理,这4个不同的含油构造中的原油应来源于两套不同油源岩系,即葡萄沟构造与神泉构造中的原油同源,而胜金口构造与玉果构造的原油同源。这与吐哈盆地其他方法油源对比的结果是一致的。

(2)油—岩对比。

煤岩显微组分和各类烃源岩成烃模拟实验表明,气态烃和轻烃碳同位素组成主要反映腐殖组分产物的特征。如果有机质中混入的腐泥组分较多,会使腐殖型母质所产生的正构烷烃碳同位素组成呈现出随碳数增加而逐渐变轻的独特分布状态。如果出现相反的分布,则可以判断为两种成因油气的混合,或母质中存在大量藻类。

由于煤与泥岩的沉积环境和成岩(成煤)作用都不尽相同,泥岩与腐殖煤相比有较多的水生生物,使得泥岩中干酪根含有较多的类脂组分,因此泥岩的C_{15}正构烷烃碳同位素比值较煤的偏轻一些。

根据正构烷烃碳同位素组成分布的这些特点,可以初步推断,胜南1井及果1井中的原油很可能产自泥质油源岩,而葡北1井与神102井中的原油则可能产自煤系地层。这也意味着,4个构造中的原油不仅来自不同性质的油源岩,而且彼此之间的封隔性也较好。

对果1井而言,所钻遇的中侏罗统七克台组下部暗色泥岩发育,有机质丰度相对较高,生烃能力较强,有机碳平均含量为0.69%,生烃潜量平均为2.62mg/g,有机质类型为Ⅲ型,虽然其生烃条件在钻遇井段中是最好的,但与邻井(如泉1井、台参2井等)相比,其生烃能力则较为逊色;此外,该组的有机碳含量虽然高于下伏的三间房组,但大多数未进入生油门限(R_o值小于0.6%),综合评价为非—差油源岩。中侏罗统三间房组的暗色泥岩有机质丰度更低,生烃潜力差,有机碳平均含量仅为0.39%,生烃潜量平均为0.46mg/g,总烃平均为121μg/g,母质类型为Ⅲ型,虽已进入生油门限,但仍属于非油源岩。从图3—45可以看出,果1井钻遇的泥岩抽提物中单体烃系列的碳同位素组成曲线与原油的单体烃系列碳同位素曲线相差较大。按照碳同位素分馏原理,原油的$\delta^{13}C$值应略负于母质中的$\delta^{13}C$值,根据多项其他地球化学参数综合分析也表明果1井原油的烃源岩应在该构造部位的更深处,推测可能为下伏的八道湾组。

4)稳定碳同位素在油源对比中的应用

稳定碳同位素分析在前面已介绍了。它在油源对比中主要有以下两方面应用:

(1)原油类型参数。

通常不同沉积相和母质来源的干酪根，原油的碳同位素值具有明显差异，利用碳同位素资料能较好地区分海相和陆相原油(图 3—49)，可作为原油类型划分的参数。

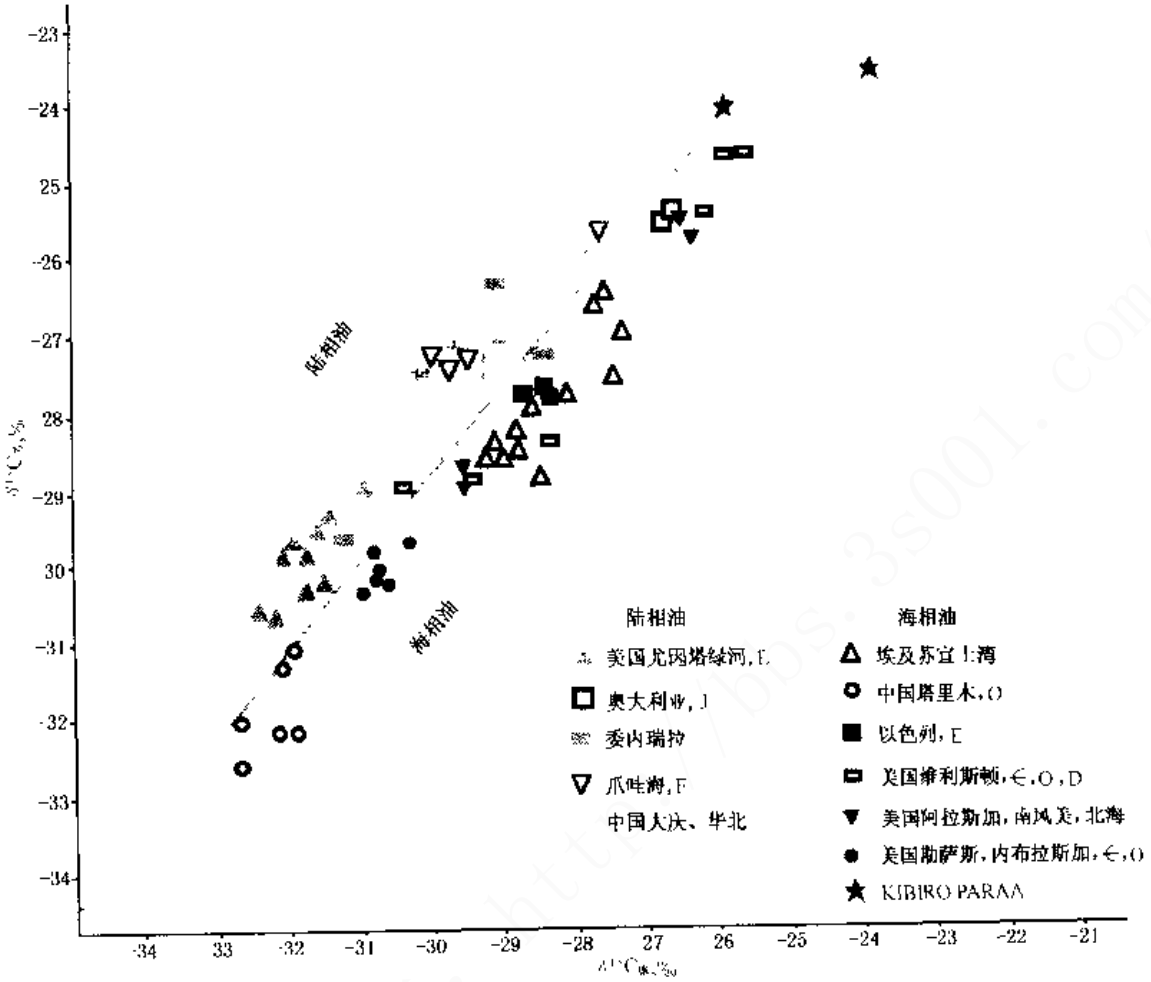


图 3—49　用芳香烃、饱和烃碳同位素组成划分原油类型

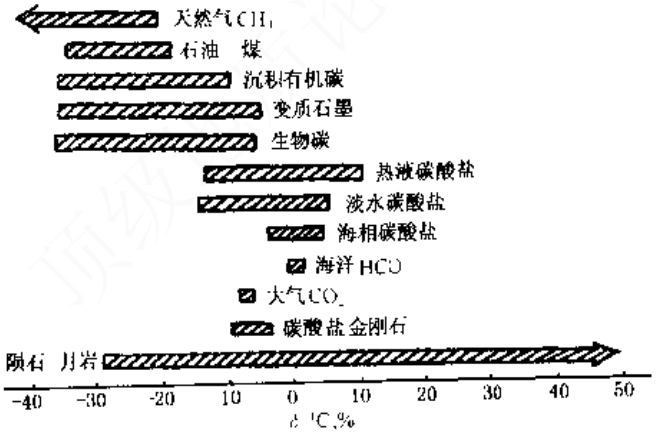


图 3—50　自然界中不同物质的碳同位素组成

(2)油源对比参数。

石油、天然气和煤的碳同位素组成取决于原始有机母质的性质、生态环境和演化等因素。不同的天然物质中碳同位素组成有较大差异(见图 3—50)。因此，有机地球化学家常用石油和天然气的碳同位素组成来研究其原始有机母质的性质、追溯生源和进行油气源对比。Stahl(1977)提出用同位素类型曲线进行油源追溯，这一方法在我国一些陆相含油气盆地的油源对比中也获得了较好效果。

同位素类型曲线系将原油的饱和烃、芳香烃、非烃和沥青质四个组分的 $\delta^{13}C$ 值按等距排列，由于同位素分馏作用，原油组分随其极性增强碳同位素 $\delta^{13}C$ 值增大。在一般情况下，饱和烃<芳香烃<沥青质<同源干酪根。因此，将原油四个组分的 $\delta^{13}C$ 值按等距离分布后进行回

归，然后将可能源岩干酪根的同位素值置于同位素类型曲线之上，其偏离度在±0.5‰以内即为该原油的可能源岩。

6.油源对比参数选择

石油从有机质埋藏→热成熟→排烃运移→聚集，经历了极其漫长的地质历史过程，其间受到地质体中众多因素的影响和控制，这些可以从各种生物标记物特征指标反映出来。但是任何指标都有其本身的局限性，因此在进行油源追踪对比时，必须采用多种指标进行综合判别。由于生物标记化合物具有较稳定的碳骨架，同时他能反映油、岩有机质母源沉积环境及热演化特征，因此是油气源追踪的首选指标。但由于各地区特征千差万别，目前尚无一套统一的油源对比参数，只能根据各地的实际情况进行选择。参数选择是否合适，决定着油源对比的成败，因此务必慎重。

油源对比参数应着重从母源、沉积环境、热演化及运移等方面进行选择，常用的参数有：

1)母源参数

这一类主要反映有机母源输入成分和其生源构成的参数。如αααC(20R)甾烷C_{27}/C_{29}；αααC(20R)甾烷C_{28}/C_{29}；藿烷/莫烷C_{29}/C_{30}；奥利烷/C_{30}藿烷+莫烷；三环萜烷/藿烷；伽马羽烷/C_{30}莫烷+藿烷。

2)沉积环境参数

4—甲基C_{30}甾烷/αααC—C_{29}甾烷(S+R)；伽马蜡烷/C_{30}莫烷+藿烷；重排甾烷/规则甾烷；姥/植比(P_r/P_h)等。

3)成熟度参数

αααC—C_{29}甾烷$\frac{S}{(S+R)}$；C_{31}藿烷S/R；C_{29}甾烷$\frac{\beta\beta}{(\beta\beta+\alpha\alpha)}$；$C_{30}$莫烷/藿烷OEP；CPI等。

类似参数还可以选择很多，但在不同的沉积盆地必须根据本地区生物标记物的特点加以选择。

三、油源对比

1.相关性分析及计算公式

在经过上述参数选择之后，我们便可以分别在源岩与源岩之间进行相关系数的计算和对比，从而选择出具代表性的可能源岩。与此同时，对各原油之间进行油—油相关系数的计算和对比，以选择出代表性的原油或进行原油的生物标记物分类。最后用如上方法进行原油与岩石之间的计算和对比，并最终确定可能的油源层。

在计算之前首先需对所有参加计算样品的上述参数值进行数据预处理，以下介绍的是各参数最大值正规化法，即以各参数中最大者作为100%，对每个样品该参数值进行归一化计算，将全部参数数据均变为0~1之间的数，然后按下列公式计算各样品间的相关系数，公式为：

$$R_{i,j}=\frac{\sum_{k=1}^{m}(X_{k,i}-X_i)(Y_{k,j}-Y_j)}{\left[\sum_{k=1}^{m}(X_{k,i}-X_i)^2(Y_{k,j}-Y_j)^2\right]^{1/2}} \qquad (3—24)$$

式中 $k=1,2,\cdots,m$，参数序号，共m个参数；

$i=1,2,\cdots,n_1$，参加统计的一类样品序号；

$j=1,2,\cdots,n_2$，参加统计的另一类样品序号；

$X_{k,i}$——第i个一类样品的第k项参数值；

X_i——第 i 个一类样品的数学期望；

$Y_{k,j}$——第 j 个另一类样品的第 k 项参数值；

Y_j——第 j 个另一类样品的数学期望；

$R_{i,j}$——第 i 个一类样品对第 j 个另一类样品的相关系数。

由于我们选用的参数比较多，故一般相关系数大于80%便认为其间有较好的亲缘关系，相关系数大于90%便具有很好的亲缘关系，而相关系数大于95%时便属极好的亲缘关系。

2.指纹对比法

相关性分析是多油源参数综合定量分析的结果，而指纹对比法则在油—源对比中，油—岩之间亲缘关系表现较为直观。它是将油—岩参数对比使用的参数和相应参数值放在一张图上(图3—51)，进行形象直观的对比。它的优点是很直观地判断出油源岩。同时也能很直观地给出不同源的烃源岩与原油的差别究竟在什么地方(烃源岩母源、成熟度、沉积环境)。因此油源多因素相关性分析和指纹对比法综合使用是油源对比的最好方法。

3.油源对比步骤

1)岩—岩对比——代表性岩样的确定

通常在一个盆地(地区)进行油源对比时，代表性源岩的选择是非常重要的。必须确定那些真正代表各烃源层段甾、萜类生物标记化合物特征的代表性岩样。通过岩—岩对比，挑选出跟本层段大多数样品具有较好的相关性(代表性好)的代表性样品。同时还要把各层段代表性样品放在一起进行对比，看他们是否反映了各层系的特点和彼此之间的差异。如各层系样品对比差别不大或没有差别，则要考虑各层系代表性样品选择正确与否，同时要考虑对比参数选择是否适当，要挑选哪些能区分不同层系烃源岩的特征参数。最终确定各层系代表性烃源岩参加油源对比(图3—52)。

2)油—油对比

如果一个盆地发现的油层和油气藏较多。在油源对比之前，首先要进行油—油对比，根据原油之间的相关系数和生物标记物特征将这些原油通过对比进行分类，确定其有几类不同来源的原油。然后将每类原油与代表性源岩进行对比，以免增加油—岩对比的复杂性。

3)油—岩对比

油—岩对比是油源对比的最终目的。将每一类原油与所有代表性岩石逐一进行对比，计算他们的相关关系数，并做出一系列油岩对比参数指纹图，根据相关系数和指纹对比图特征最后确定每一类原油的烃源层。

四、气源对比及参数选择

1.实验分析技术

1)天然气和凝析油的轻烃分析

天然气的轻烃分析可直接在美国HP5890A气相色谱上进行，色谱柱为50m的OV—1弹性石英毛细管柱，气样先经过柱前端的U型冷阱，然后撤去冷阱使捕获的轻烃气化并开始色谱分析。

凝析油直接用微量注射器进样分析，所用仪器和色谱柱与天然气分析相同。

2)烃源岩的轻烃分析及热模拟生烃分析

分析装置由澳大利亚SGE高温热解器，美国HP5890Ⅱ型气相色谱和486微机数据系统组成。热解器可以在室温至900℃范围各种温度长时间恒温工作。样品装在热解炉内的不锈

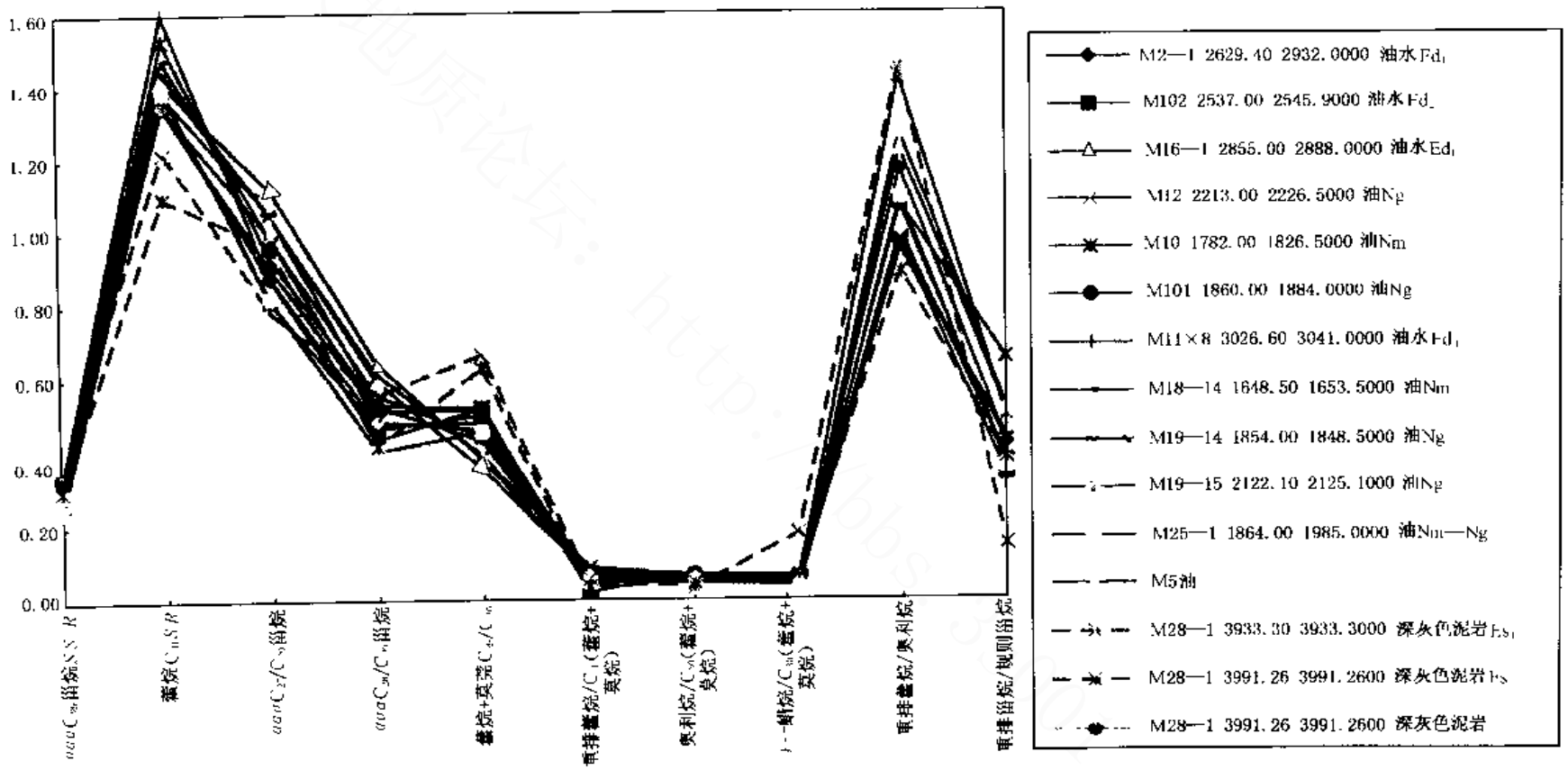


图 3—51　老爷庙原油与沙一段源岩生物标记物指纹对比图

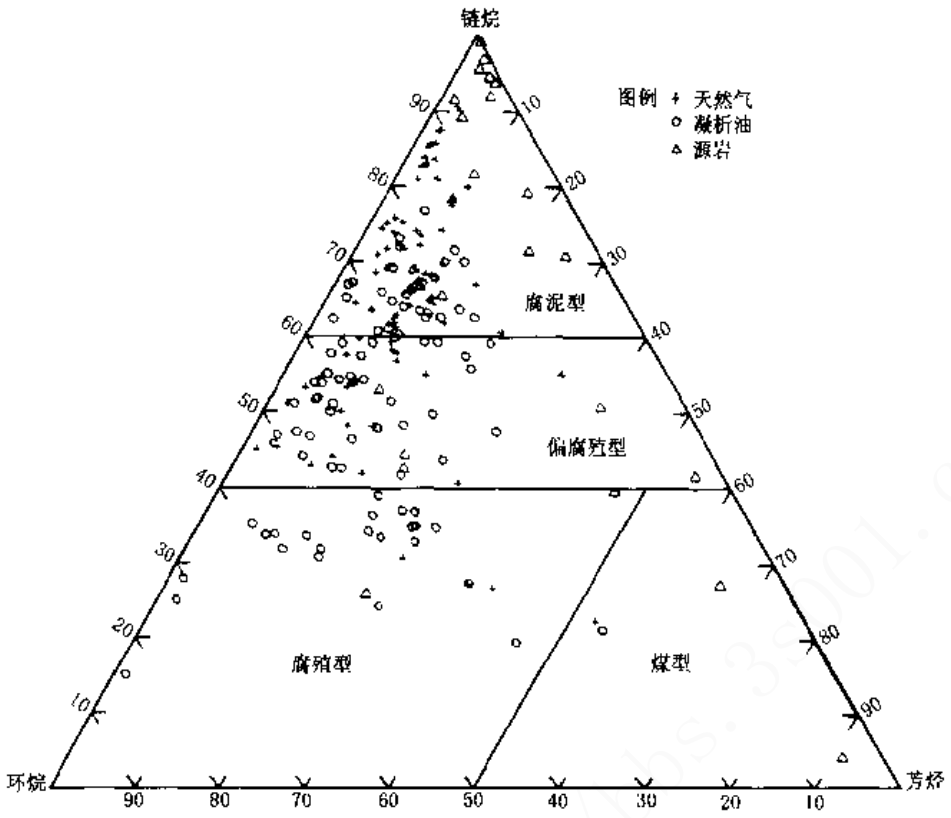


图 3—52 我国几个主要盆地天然气、凝析油、气源岩的轻烃组成三角图

(据蒋助生,1996)

钢管内,最大样品量为 3g。色谱柱为 OV—1 弹性石英毛细管柱。用计算机采集和处理分析数据。

3)天然气、凝析油和气源岩的生物标志物分析

凝析油可直接在气相色谱/质谱仪器上分析,气源岩先用二氯甲烷抽提氯仿沥青"A",分离出烷烃和芳烃馏分后再上仪器分析,方法前面已详细描述。

天然气的生物标志物分析是采用吸附法浓缩足够数量的重烃,然后直接在气相色谱/质谱仪上分析。仪器可用美国 Finnigan—MAT252TSQ700 或 SSQ—710 GC/MS/DS 系统,色谱柱为 30m 的 DB—5MS 弹性石英毛细管柱。

2. 天然气与气源岩的烃轻对比

该方法是利用轻烃中 C_6~C_7 之间链烷烃、环烷烃和芳烃间的相对含量具有有机质成因分类的指示意义。因此在气源岩的轻烃分析中,不仅仅是分析气源岩中游离的残余烃,同时还要对本盆地不同烃源岩进行不同温度热实验以求得不同演化阶段的轻烃产物组成。最终通过各种气源岩的热生烃实验综合探讨原始有机质的类型、沉积环境和热演化程度等各种因素与轻烃产物组成的关系。在实际的对比中采用反映各种因素总效果的方法,对凝析气 C_6~C_7 范围的链烷烃、环烷烃和芳烃三大类有机化合物进行统计,根据百分含量与有机质类型,确定出三种基本成因类型的参照指标:①腐泥型,链烷烃含量大于 60%;②腐殖型和煤型,链烷烃含量小于 40%,其中煤型的芳烃含量大于 50%;③偏腐殖型,链烷烃含量为 40%~60%。图 3—52 是我国几个主要盆地天然气、凝析油、气源岩的轻烃组成三角图。

3. 天然气稳定碳同位素对比

由于天然气的主要成分是甲烷等气态烃,以前受分析检测水平的限制,可供研究的化合物

较少，因此气态烃的稳定碳同位素地球化学一直是判别天然气成因类型的主要方法。根据大量天然气样的碳同位素分析结果的统计，天然气基本成因类型划分见表 3—26。

表 3—26　天然气成因类型划分表

成因类型	$\delta^{13}C_1$，‰	$\delta^{13}C_{CO_2}$，‰
低温生物气	-50～-55	<-10
腐泥型气	-41～-50	<-10
偏腐殖型气	-37～-41	<-10
煤型气	-20～-37	<-10
无机成因气	一般大于 20‰，最轻达-30‰	>-8

4. 生物标志物气源对比

天然气生物标志化合物地球化学研究是随着检测技术的进步而发展起来的。众所周知，天然气主要是 C_7 以下轻烃，其中所含重烃极少。目前随着制样装置的改进和检测灵敏度的提高，已可以检测出天然气中的生物标志化合物。这样气源岩的直接对比就成为可能。大量的分析结果表明，天然气中检测出来的生物标志物和原油及烃源岩中检测出来的种类基本相同，而与相关气源岩生物标志物具有非常相似的特征。

同油—源对比一样，气和源岩生物标志物地球化学对比最重要的是要强调各个盆地建立自己适用的指标，为此要对各层系可能的烃源岩进行系统的、全面的地球化学分析归纳，综合各种生物标志物的地球化学特征，建立一套该盆地油气源对比的标准。其对比步骤和方法同油—源对比完全一致，前以述及，在此不再重复。

由于气的运移非常活跃，运移距离可能比油远得多，因此气源岩的确定也就比油源岩要复杂得多，因此必须要综合地利用所有多种方法进行对比，最后结合盆地本身的地质条件和演化发展史才能最终确定气源层。常用的天然气气源对比参数与指标汇总于表 3—26 和表 3—27。

表 3—27　天然气成因类型综合鉴别表（据戴金星等，1992）

项目 \ 气的类型	有机成因气		无机成因气
	油型气	煤成气	
同位素	$\delta^{13}C_1$ 值	-30‰>$\delta^{13}C_1$>-55‰ -10‰>$\delta^{13}C_1$>-105‰	10‰>$\delta^{13}C_1$>-50‰	一般大于-20‰，最轻达-30‰
	$\delta^{13}C_2$ 值	<-28.8‰	>-25.1‰	
	$\delta^{13}C_3$ 值	<-25.5‰	>-23.2‰	
	碳同位素系列	$\delta^{13}C_1<\delta^{13}C_2<\delta^{13}C_3<\delta^{13}C_4$		$\delta^{13}C_1>\delta^{13}C_2>\delta^{13}C_3$
	$\delta^{13}C_1$ — R_o 关系	$\delta^{13}C_1\approx15.80\lg R_o-42.21$	$\delta^{13}C_1\approx14.13\lg R_o-34.39$	
位素	$\delta^{13}C_{CO_2}$ 值	<-10‰		>-8‰
	$\delta^{13}C_{1-4}$ 连线	较轻	较重	
	与气同源凝析油 $\delta^{13}C$ 值	轻（一般小于-29‰）	重（一般大于-28‰）	
	凝析油的饱和烃和芳烃 $\delta^{13}C$ 值	饱和烃 $\delta^{13}C$<-27‰ 芳烃 $\delta^{13}C$<-27.5‰	饱和烃 $\delta^{13}C$>-29.5‰ 芳烃 $\delta^{13}C$>-27.5‰	
	与气同源原油 $\delta^{13}C$ 值	轻（-26‰>$\delta^{13}C$>-35‰）	重（-2.3‰>$\delta^{13}C$>-3.0‰）	
	源岩氯仿沥青"A"对应组分 $\delta^{13}C$ 值	较轻	较重	

续表

项目 \ 气的类型		有机成因气		无机成因气
		油型气	煤成气	
气组分	CO_2	多数小于4%		一般大于20%
	汞蒸气	$<600\mu g/m^3$	$>700\mu g/m^3$	
	C_1/C_{2+3}	大部分小于15，绝大部分小于10（油型热解气）		大于180，绝大部分大于400
	C_{2-4}	一般$C_2>0.5\%$，大多数C_{3-4}		痕量C_2，绝大多数无C_{3-4}
轻烃	甲基环己烷指数	$<50\%\pm2\%$	$>50\%\pm2\%$	无
	C_{6-7}支链烷烃含量	>17%	<17%	无
	甲苯/苯	一般小于1	一般大于1	
	苯	$148\mu g/l\pm$	$475\mu g/l\pm$	
	甲苯	$113\mu g/l\pm$	$536\mu g/l\pm$	
	凝析油C_{4-7}烃族组成	富含链烷烃，贫环烷烃和芳烃，一般芳烃小于5%	贫链烷烃，富环烷烃和芳烃，一般芳烃大于10%	无
	C_7的五环烷、六环烷和nC_7族组成	富nC_7和五环烷	贫nC_7，富六环烷	无
凝析油和储层沥青中生物标志物	Pr/Ph值	一般小于1.8	一般大于2.7	无
	杜松烷、桉叶油烷	没有杜松烷，难以检测到桉叶油烷	可检测到杜松烷和桉叶油烷	无
	松香烷系列和海松烷系列	盆海松烷和松香烷	成熟度不高时，可检测到海松烷系列和松香烷系列化合物	无
	三环倍半萜C_{13}/C_{19}值	<1和>3	1.1～2.8	无
	双杜松烷	无	有	无
	C_{27-29}甾烷	一般C_{27}、C_{28}丰富，C_{29}含量少	一般C_{29}丰富，C_{27}、C_{28}较少	无

第四节　生油气层评价

一、油气层的确定

一个沉积盆地的多套地层中并不是每个地层都是生油气层，必须根据前面已详细论述的有机质丰度、类型、热演化特征三个地球化学要素综合评价，确定哪些地层达到烃源岩标准。在多套生油气层中根据有机地球化学丰度、类型指标的高低，并结合成熟度特征，根据确定的烃源岩分布面积和厚度，最终确定一个盆地的主要生油气层和次要生油气层。

二、生油气层的定量评价

一个沉积盆地发现了生油气层后，究竟有多大的油气资源潜力这是勘探决策中最关心的问题。因此生油气层的定量评价具有非常重要的意义。由于目前我们所研究和关心的生油气层已发生了油气生成和运移过程，只能间接地去估算它的生、排烃量，所以生油气层的定量评价又是比较困难和复杂的问题。这些年，随着实验技术，尤其是热压模拟实验技术的发展，使生油气层生、排烃的计算更加准确和接近地质历史时期的生油气过程，成为生油气层定量评价的重要方法。目前生油气层的定量评价方法很多，这里我们着重介绍比较重要，而又较通用的热压模拟—体积法、氯仿沥青"A"数字化积分法计算总油气生成量。要说明的是这两种方法都是比较精确的计算方法，它要求有较多的钻井数据资料，适宜在有一定勘探程度的盆地中使

用。对于在盆地勘探初期，往往采用盆地类比法、盆地体积法（面积、厚度）来估算，都属于专家经验估算方法，这里就不介绍了。

1. 热压模拟—体积法计算油气生成总量

1）热压模拟实验装置及实验

热压模拟实验装置主要有样品温压热解（加热炉、温压釜）和热解产物收集计量两部分（图3—53）。

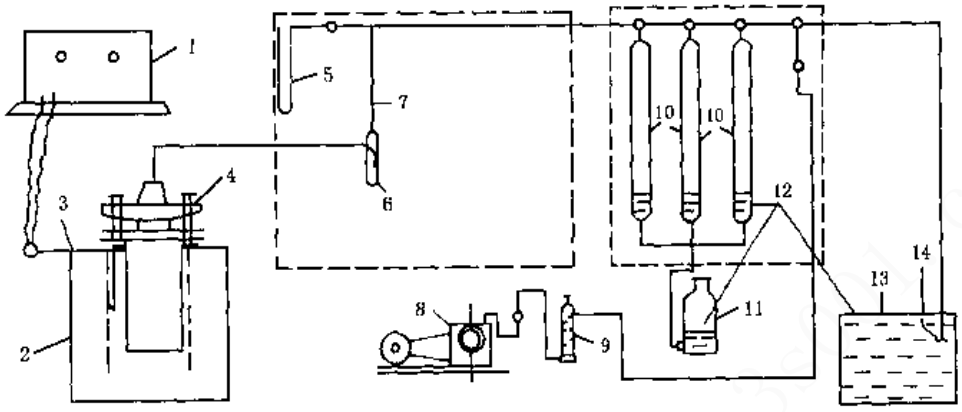


图3—53 密闭式热压模拟实验装置示意图

（据长庆研究院资料，程克明，1995）

1—自动控温仪；2—管式加温炉；3—热电偶；4—温压釜；5—水银真空柱；6—冷凝部分；7—旋片式真空泵；8—干燥塔；9—量管；10—双臂计量管；11—饱和食盐水；12—玻璃缸；13—饱和食盐水槽；14—取气样品

加热炉：用耐火材料制成的专用加热炉，可降低加热炉功率，改善了炉子的温度控制及保温性能，并消除了釜体的磁感应电流。

温压釜：用不锈钢特制的可完全密封的管状体，其密封盖有数个与外连通的出口，由阀门控制，并可以接上压力表直接观测釜体内压力。

收集计量装置：在温压釜与气体计量系统之间增设有一套油水冷却收集装置，采用液氮冷却，热解油和收集过程是将已恒温至某一特定温度下的带试样温压釜高压阀门打开，使高温气、液混合物自釜内流出，通过冷却装置，热解油和水被冷凝于管之下部，气体继续前进流入双臂计量管进行计量和收集，控制高温混合气流的速度，可使 C_6 以上的液态烃全部冷凝下来。之后，取下冷凝管，使冷凝物自然融化，在接近零度时，迅速分离油和水，油样密封称重后，在低温下保存。同时气体也可计量并取样分析。

实验流程：实验前预先将样品粉碎至120目以下，在低温条件下（50℃左右）烘干。然后称取一定量的样品（几十至几百克），装入温压釜内密封，用真空泵抽空数小时，将空气全部排出，把釜置于管式炉中加热。自动控温，恒温若干小时后（一般72h）切断电源，自然冷却至300℃左右。连接温压釜与收集计量装置进行收集计量。

2）实验结果

利用热模拟实验装置可以对一个盆地未成熟代表性烃源岩（根据地质年代、岩性及有机质丰度、类型）从低成、成熟、高成熟、到过成熟阶段进行热模实验，并获得不同热演化阶段的气、液态烃产率。由于在地质历史过程中油气生成的时间和温度互为补偿关系，因此可以再现一个盆地的油气生成过程。表3—28为鄂尔多斯盆地环14井灰岩的热模拟实验结果，根据热模拟结果，可以建立某类烃源岩的气、液态烃产率图版（图3—54），并进而建立成烃模式。

表 3—28　鄂尔多斯盆地环 14 井灰岩不同演化阶段气、液态烃产率表

(据程克明,1995)

产　地	岩性	R^o %	模拟温度 ℃	气态烃产率 m^3/tC_{org}	氢气产率 m^3/tC_{org}	气态烃+½氢气产率 m^3/tC_{org}	热解油产率 kg/tC_{org}	残余A产率 kg/tC_{org}	热解油+残余A产率 kg/tC_{org}
鄂尔多斯盆地环14井	石灰岩	0.70	300	4.57	34.80	21.98	27.21	9.48	9.48
		1.20	350	132.81	66.81	166.21		13.24	40.45
		1.53	400	221.65	28.53	235.92		3.81	3.81
		1.83	450	268.47	35.71	286.32		5.00	5.00
		2.05	500	347.50	73.40	384.20		4.60	4.60
		2.64	550	610.20	155.60	688.00			
		3.60	600	822.70	287.20	966.30			

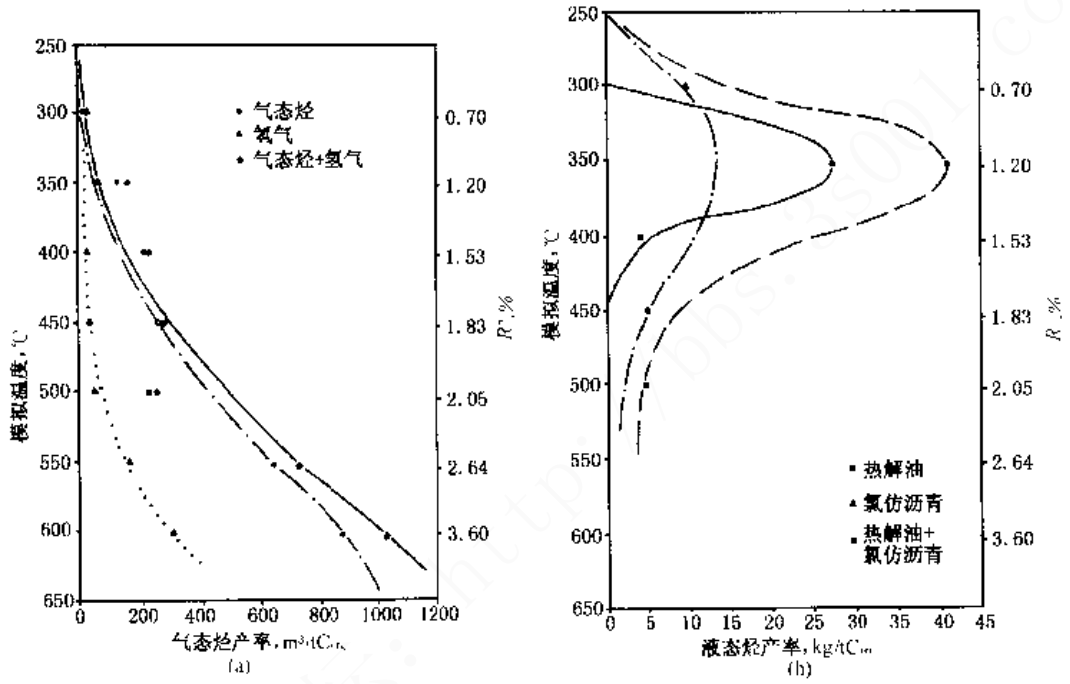


图 3—54　鄂尔多斯盆地环 14 井灰岩气态烃(a)、液态烃(b)产率图版(据程克明,1995)

3)热模拟—体积法计算生油、气量

该方法计算原理仍以常规体积法为基础,其优点在于将一个盆地按其不同热演化阶段和不同母质类型分别计算其源岩体积,并将该盆地代表性烃源岩进行热模拟实验,得出该盆地不同母质类型烃源岩在不同热演化阶段的液态烃、气态烃产率。这种方法避免了陆相地层非均质性与代表取值之间的矛盾。因此使计算生烃量准确度大大提高,更加符合盆地实际。

(1)液态烃生成量的计算公式:

$$Q_{总液} = S \cdot H \cdot K_{液} \cdot \rho \cdot C_{org} \cdot R \qquad (3—25)$$

式中　$Q_{总液}$——液态烃总生成量,10^8t;

S——有效烃源岩分布面积,km^2;

H——有效烃源岩平均厚度,km;

$K_{液}$——液态烃产率(查热压模拟液态烃产率图版获得,单位 kg/tC_{org});

ρ——源岩密度,一般取 $23\times10^8 t/km^3$;

C_{org}——欲测源岩之残余有机碳,t;

R——残余有机碳之恢复系数。一般按不同岩石母质类型查 C_{org} 恢复图版获得。

(2)气态烃生成量的计算公式：

$$Q_{总气} = S \cdot H \cdot K_{气} \cdot \rho \cdot C_{org} \cdot R \qquad (3—26)$$

式中 $Q_{总气}$——气态烃总生成量，$10^8 m^3$；

$K_{气}$——气态烃产率(查热压模拟气态烃产率图版获得，m^3/tC_{org})；

其余参数同液态烃计算公式。

(3)烃源岩地质体各演化阶段的划分。

在一个连续沉积的盆地中，沉积岩分散有机质的受热历史与其埋藏深度密切相关，在沉积条件基本一致以及同一地热场背景下，分散有机质中的镜质组反射率与源岩埋深呈线性关系，根据不同埋藏深度烃源岩实测镜质组反射率值与相应埋藏深度进行回归计算，可以得出埋深 D(m)与镜质组反射率 R_o(%)的线性回归方程 $D = aR_o + b$(a，b 为变数)。根据线性回归方程，可得出各演化阶段的埋藏深度。为计算方便和有利于地质检验，一般将演化阶段划分为成油高峰前(R_o=0.5%～1.0%)、成油高峰后(R_o=1.3%～2.0%)和干气(R_o>2.0%)四个阶段。

(4)各演化阶段源岩体积的测算。

对于任一含油气盆地，当其已获得一个系统剖面烃源岩实测的镜质组反射率值与埋藏深度关系，并由此而划分出该盆地相应演化阶段的现今埋藏深度之后，该盆地相应层段的今构造图或沉积岩等深度图的各演化阶段的相应深度分布即为各演化阶段沉积岩体的面积分布，如南堡凹陷成油门限3200m，根据这一参数在该凹陷今构造图(或等深度图)上查出3200m的等高线(或等深线)分布范围，此即成熟生油岩的分布范围，余此类推确定液态窗高峰、进入湿气—凝析油和进入干气阶段的等高线或等深线的深度分布范围，便获得相应演化阶段沉积岩体的分布范围。然后将烃源岩等厚图与今构造图或沉积等深图叠合，将已在今构造图上或等深图上所确定的各演化阶段分布范围投绘于烃源岩等厚图上(图3—54)，从而便可获得各演化阶段烃源岩之分布面积。烃源岩各演化阶段面积范围的平均厚度即为该演化阶段烃源岩的实际厚度。于是各演化阶段生油岩体积便可测出。

(5)母质类型的划分和各演化阶段计算参数的选择。

烃源岩的生烃速率及产烃潜力不仅与源岩所处热演化程度有关，而且与母质类型关系更为密切，腐泥型母质和腐殖型母质生烃潜力可产生数量级之差。因此，在获得一个盆地不同演化阶段源岩体积之后，还必须把各演化阶段地质体中各类母质所占有百分比例求出，这样不同母质类型源岩选择对应类型源岩的相应阶段的产烃率进行计算就更为合理。

关于母质类型划分，一般采用三类四分的原则，即腐泥型(Ⅰ型)、腐殖—腐泥型($Ⅱ_1$型)、腐泥—腐殖型($Ⅱ_2$型)和腐殖型(Ⅲ型)。如前述所用手段，一般采用干酪根元素的H/C原子比和O/C原子比、Rock—Eval所获的 I_H 和 I_o、干酪根镜检等多种方法。从快速、经济且能得到较有代表意义的选择，无疑Rock—Eval的资料是能较好满足上述要求的较佳手段。

关于不同演化阶段产率计算，代表值的选择，首先必须确定欲测盆地的岩类和母质类型(泥岩、灰岩、煤或其他岩种，Ⅰ、$Ⅱ_1$、$Ⅱ_2$和Ⅲ型)，在这些因素确定之后，针对所需计算的岩类和母质类型选择相应岩类及相应母质的产烃率图版(由热压模拟获得)，在这个图版上分别测算出四个演化阶段(液态窗高峰前、液态窗高峰后、湿气—凝析油和干气)的气、液态烃产率代表值。产率代表值的选择，如液态窗高峰的代表值，由于其 R_o 值范围由0.5%～1.0%，从动态分析观点出发，既不能选择 R_o=1.0%的产烃率值，更不能选择 R_o=0.5%时的产烃率值，一般选用 R_o=0.75%时的烃产率作为代表值。余此类推。

(6)残余有机碳的恢复。

关于残余有机碳的恢复，从物质平衡的观点出发，结合烃源岩有机物质演化特点，把未进入生烃门限之前源岩中的有机碳为原始有机碳，进入生烃门限之后，源岩经历了不同的演化阶段，干酪根发生了不同程度热降解，并进行了不同程度的烃类排驱。因此，现今源岩中的残余有机碳与已降解碳之和才相当于原始有机碳。

根据上述原理，采用 Eock—Eval 对各类母质的未成熟源岩进行人工模拟试验。以任一母质类型的源岩为例，将其在未成熟时所含有机碳视为原始有机碳。然后将其在不同模拟温度下所获得的已生成烃(S_1)和干酪根热解烃(S_2)之和乘以碳分数(0.083)，即获得该模拟温度下该试样的有效碳[$C_p=(S_1+S_2)0.083$]，由此可以计算出该试样在该模拟温度下的烃降解率。所谓烃降解率系指该试样在该模拟温度下已生烃碳与残余有机碳之比值。对于一个盆地而言，可以选取不同类型的代表性烃源岩进行热模拟，并制成各类生油岩的原始降解潜率图版(图 3—55)。

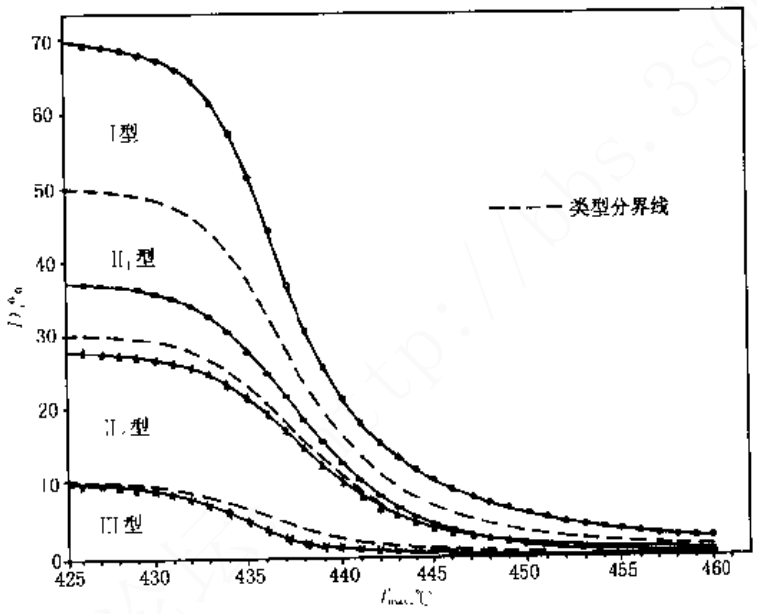


图 3—55　东濮凹陷沙河街组各类生油岩
原始降解潜率图(据程克明，1995)

在获得各类源岩不同模拟温度下的烃降解率和原始有机碳之后，根据物质平衡原理，原始有机碳与各模拟温度下烃降解率之(从原始降解潜率图版查)积即为该温度下该试样的已降解碳，而原始有机碳与已降解碳之比值即为残余有机碳之恢复系数(R)。对一个盆地，可根据热模拟制成残余有机碳恢复系数图版(图 3—56)。而残余有机碳恢复系数的取值范围，当确定了被恢复试样的热演化程度 T_{max}(℃)和母质类型之后，便可在如图 3—57 的图版上查得。

2.数字化积分法计算油气生成量

1)原理

以各生油层系所取得的残余氯仿沥青"A"为基础，编出欲测地区和层位的氯仿"A"等值图(勘探程度较低的地区亦可采用代表性样品氯仿沥青"A"的平均值)，与此同时，结合测区综合有机地球化学所确定的成油门限深度编出有效生油岩等厚图(如前所述)，将上述两种图件经数字化后用跟踪扫描法打点输入计算机，再由计算机根据各点的源岩厚度和残余氯仿沥青"A"含量，按照给定的公式(3—27)计算出各点的生烃强度，再由计算机绘出生烃强度等值线图(即生油量分布图)。

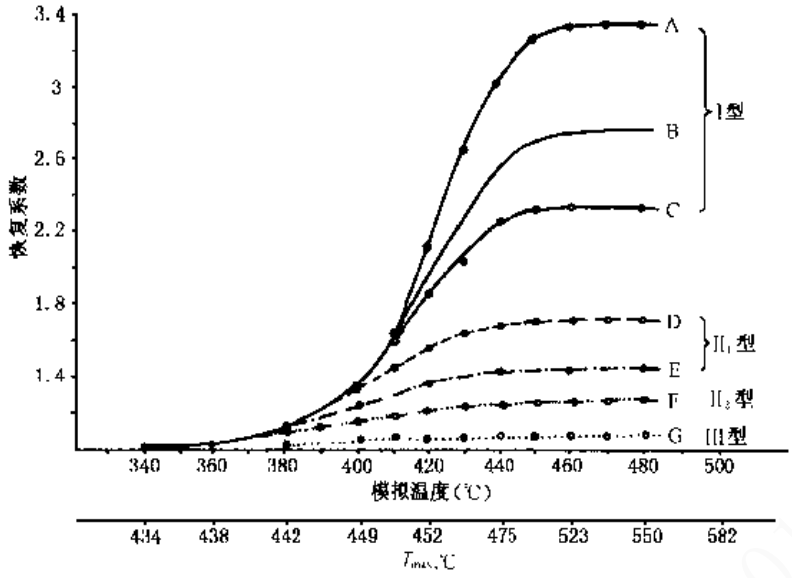


图 3—56　泌阳凹陷生油岩残余有机碳恢复系数图版

(据范成龙资料并作部分修改,程克明,1995)

A—1653 号生油岩,最终降解率 70%;B—最终降解率 60%;C—1654 号生油岩,最终降解率 53.1%;D—1660 号生油岩,最终降解率 41%;E—1658 号生油岩,最终降解率 30%;F—2898 号生油岩,最终降解率 22%;G—1655 号生油岩,最终降解率 6.1%

残余有机碳恢复系数取值范围:Ⅰ型　1~3.4;Ⅱ$_1$型　1~1.8;Ⅱ$_2$型　1~1.2;Ⅲ型　<1.2

计算机既可计算和绘制出某一地质时间单元(或某一层段)和某一凹陷或区块的生烃强度分布(单位面积生油量)和总生油量,同时还可进行多层系的叠加,由此计算出一个盆地某一地质时期的总生烃量,从而为进一步的资源预测提供重要依据。该方法不足之处是无法计算出液态烃和气态烃的生成量,但它有如下明显的优点:

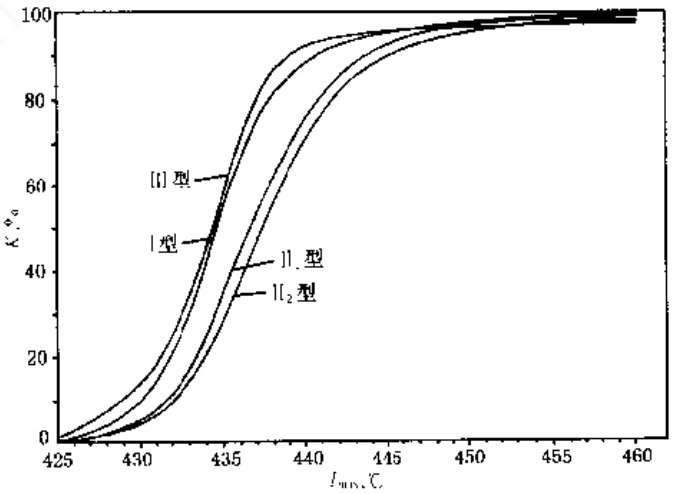


图 3—57　东濮凹陷沙河街组各类生油岩热解烃率图版

(据程克明,1995)

(1)数字化积分法计算生油量首先是用等值线的办法把基本参数进行优化,从而避免了陆相地层非均质性与代表性取值的矛盾。

(2)数字化输入图形(氯仿"A"等值图及有效生油岩等厚图),按小区块计算各点生油量,区块划分按 x 轴最大为 128 列,y 轴为 x 的倍数增加的原则,即若 y 轴与 x 轴相等,则 y 轴也分为 128 行,总区块数为 $128\times128=16384$,若 y 轴比 x 轴大,则按倍数增加,如松辽盆地划为 24576 个区块进行计算,区块越多,计算精度越高,然后将各个小区块计算值积分,显然体积法无法与之比拟。

(3)数字化积分法可将最终结果以生油量等值图形式输出,该图的最大作用是可以确定含油气盆地(或地区)的生油中心,为综合评价和指导勘探提供依据。

(4)数字化积分法既可提供被测地区生油量的精确计算结果，又能提供不同概率的计算值，这对于资源预测提供了较科学的依据。

(5)数字化积分方法可适用于不同勘探程度的盆地，也适用于采用不同的参数计算，能获得较好的结果。

2)计算公式

对于欲测区平面上某一点的生烃强度的计算，实质是以某一点的源岩厚度和源岩氯仿"A"残余含量作变量来研究该测量点的生烃量，但根据残余氯仿沥青"A"所计算出的生烃量仅为残余生烃量，若能测算出该区各时间单元内油气的排出量(或排出系数)，则可按下述公式计算出总生烃强度或总生烃量：

$$Q_{总} = \frac{1}{1-M}(S \cdot H \cdot A \cdot \rho) \tag{3—27}$$

式中 $Q_{总}$——总生油量，10^8t；

M——运移系数(由各盆地各生油层系用岩石热解法直接求得，详见后)，%；

S——生油岩面积，km^2；

H——生油岩厚度，km；

A——氯仿"A"平均含量，%；

ρ——生油岩密度(一般用 2.3×10^9t/km^2)。

3)运移系数确定

油气生成量计算中所用运移系数是指生油层中已生成的油气向储集层的排出率，即初次运移率。

初次运移率的测算方法是近几年在生油层定量评价研究中提出的一种方法。其原理是利用 Rock—Eval 实测不同温度下各种类型的不成熟生油岩的产烃率，以累计最大产烃率(即该生油岩在未排烃状态下的最大生油潜力)为原始产烃潜率，把现今不同演化阶段生油岩的热解烃率作为残留潜率。将各类未成熟生油岩在不同模拟温度下(或 T_{max})的累积热解烃率作成图版(图 3—57)，由此，可以通过图版求得已进行不同程度排烃的源岩的原始生油潜量。

原始生烃潜量计算过程如下：

$$S_0 = S_2 + Q \tag{3—28}$$

式中 S_0——生油岩原始生油潜量，kg/t；

S_2——生油岩中干酪根热解烃量，kg/t；

Q——生油岩中已生烃量，kg/t。

令

$$K = \frac{Q}{S_0} \tag{3—29}$$

式中 K——热解烃率。

将式(3—29)代入式(3—28)，得

$$Q = \frac{KS_2}{1-K} \tag{3—30}$$

将式(3—30)代入式(3—28)，得

$$S_0 = \frac{S_2}{1-K} \tag{3—31}$$

通过式(3—31)对任何一个不同热演化程度的生油岩，只需要获得它的残余干酪根热解烃量(S_2)，并由同类未成熟生油岩热解烃率图版中，根据该类岩石的热演化程度(T_{max})，便可查得其热解烃率(K)，从而可以求得该生油岩的原始生烃潜量。

原始生烃潜量(S_0)与不同热演化阶段残余生烃潜量(S_1+S_2)之差即为油气的初次运移量。初次运移量与总生油潜量之比,即为油气运移率(M)。表3—29列出了我国部分主要含油气盆地油气初次运移系数。

表3—29 中国中、新生代主要油气盆地初次运移系数表(程克明,1995)

盆地名称	地层时代	运移系数%	参与计算井数,口	盆地名称	地层时代	运移系数%	参与计算井数,口
冀中饶阳凹陷	E_{s3}	37.8	1	二连盆地	K_1	22.1	3
辽河西部凹陷	Es_3	34.1	4	辽河东部凹陷	Es_3	12.0	1
东濮凹陷北部	Es_3	35.0	23	冀中廊固凹陷	Es_3	7.6	2
黄骅板桥—歧口地区	Es_1	22.0	4	潜江凹陷	E_2	12.9	3
泌阳凹陷	Eh_1	29.1	3	陕甘宁盆地	T_3y	30.2	4
南口盆地中部	K_1	34.8	2	陕甘宁盆地	J_1y	3.2	2

顶级地质论坛: http://bbs.3s001.com/

第四章　储油气层检测与评价

第一节　我国储油气层类型及分布

我国储油气层岩石类型主要包括碎屑岩、碳酸盐岩、岩浆岩及变质岩三大类。

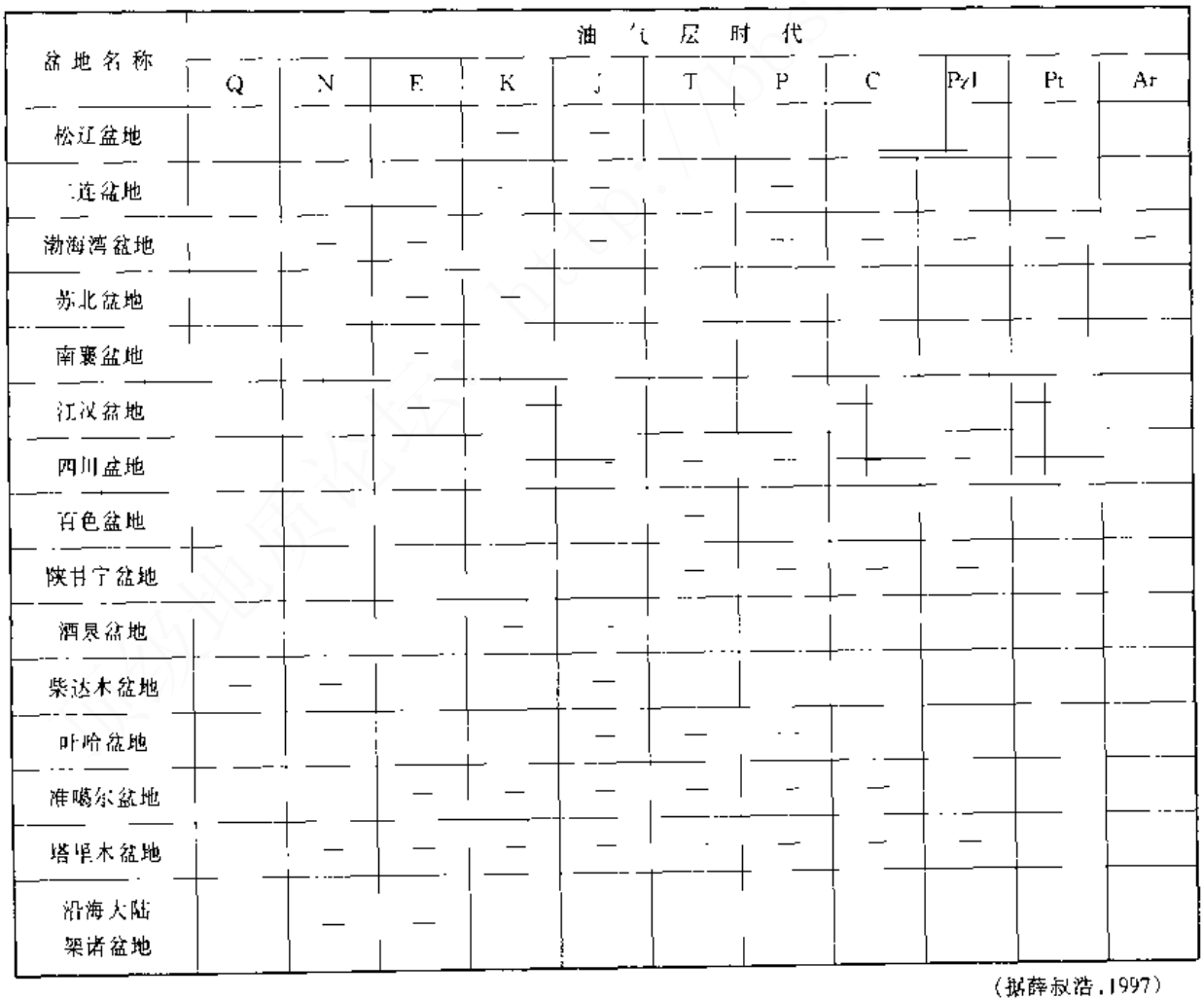
一、碎屑岩(砾岩、砂岩、泥岩、火山碎屑岩)

碎屑岩是以陆相碎屑岩为主。

1. 按时代分布

中国各地质时代地层,由震旦纪到古生代及中新生代均有油气产出或显示,说明含油气层系分布广泛,但碎屑岩储层以中、新生代为主(见表 4—1),还分布部分上古生代地层中。

表 4—1　中国最主要含油气盆地碎屑岩油气层地质时代表



(据薛叔浩,1997)

石炭系碎屑岩是我国重要的油气产层,在塔里木、准噶尔和渤海湾盆地有油,四川及鄂尔多斯盆地有气。

二叠系碎屑岩在鄂尔多斯盆地和冀中坳陷苏桥地区产气和凝析油,在准噶尔和二连盆地

也有油。

三叠系在鄂尔多斯、塔里木、准噶尔、四川和吐哈盆地有油气产出。

侏罗系在吐哈、准噶尔、塔里木、鄂尔多斯、柴达木、四川、渤海湾、松辽等盆地有油，中下侏罗统为煤系地层，在吐哈盆地台北凹陷有气也有油。

白垩系在松辽和二连盆地是主要含油气区，塔里木和酒泉盆地也有油。

下第三系在渤海湾、柴达木、酒泉、准噶尔、塔里木以及北部湾、珠江口、东海等盆地均有油产出。

第四系在柴达木盆地东部凹陷涩北、盐湖地区的湖相、河流相中已形成相当规模的气田。

2. 碎屑岩储层的砂体类型

在陆相盆地中，主要砂体类型有河流、三角洲、扇三角洲、近岸水下扇、湖底扇、滩坝及冲积扇等。不同坳陷所发育的含油砂体有一定差别。松辽盆地大庆油田有大型河流三角洲，东营凹陷胜坨油田、黄骅坳陷也以河流三角洲为主要含油砂体。其次有近岸水下扇、浊流、滩坝等砂体。黄骅坳陷北部的南堡凹陷则以扇三角洲和近岸水下扇为主要含油砂体，也有河流、三角洲、滩坝等砂体。辽河坳陷以扇三角洲和浊流砂体为主要含油砂体。东濮凹陷以三角洲、浊流及滩坝为主要含油砂体。吐哈盆地台北凹陷侏罗系以扇三角洲和辫状河三角洲为主要含油砂体。准噶尔盆地克拉玛依油田则以洪(冲)积扇为主要含油砂体(表4—2)。

表4—2　中国主要含油气盆地储集层砂体类型分布表

砂体类型 \ 地区	松辽	济阳	黄骅 板桥	黄骅 南堡	辽河	东濮	南阳	准噶尔	酒泉	吐哈	鄂尔多斯
河流		N	N	N		E_s			N	T J_2	J_1
三角洲	K	Es	Ed	Ed	Es	Es_1 Es_2 Es_3			N	J_2	T
扇三角州					Es	Es	Eh			J_2	
水下扇			Es	Es							
滩坝			Es	Es							
洪冲积扇				Es				T	K N	J_2 R T R_2	
湖底扇			E_{s2} Es_3		Es						

3. 按粒度划分

碎屑岩储油气层按粒度可分为砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩，从成分上来看，还含有部分火山碎屑岩(见表4—3)。

1)砾岩

又称粗碎屑岩，主要由大于2mm的粗碎屑颗粒(砾石和角砾)组成的岩石，砾石和角砾主要由岩屑组成。由砾岩组成的储油气层主要为济阳坳陷沾化凹陷沙四段冲积相砾岩和东濮凹陷沙三段浊积相砾岩，还有准噶尔盆地克拉玛依油田西北缘三叠系砂砾岩油气田。

表 4—3　碎屑岩储油气层的岩石类型

	岩石类型		地层组合	主要沉积环境	储集层	有工业气藏或有气显示的盆地
碎屑岩	砾岩		三叠系、石炭系等	洪(冲)积扇、浊积相	中—低孔渗	准噶尔西北缘、东濮、沾化等
	砂岩	石英砂岩(包括长石岩屑石英砂岩)	三叠系、石炭系	海陆过渡相为主，向上渐变为陆相	低孔渗—致密	鄂尔多斯、塔里木(东河砂岩)、准噶尔、渤海湾、山西沁水盆地
		长石砂岩(包括岩屑质长石砂岩)	三叠系、第三系、第四系	陆相为主，川滇藏有部分海相	低孔渗—致密	四川(平落坝、中坝气田等)、柴达木、渤海湾、塔里木、苏北—东海、南海
		岩屑砂岩	侏罗系、白平系、第三系、第四系	陆相为主，中国西南缘有海相	中—低孔隙为主	柴达木、渤海湾、塔里木、苏北、松辽、二连、四川、准噶尔、吐哈
	粉砂岩(长石质粉砂岩)		侏罗系、白垩系、第三系、第四系	陆相为主	低孔渗	东濮、吉林
	泥岩及泥质、钙质粉砂质		白平系	陆相深湖、浅湖—较深湖相	特低孔隙具有裂缝	松辽盆地古龙地区、四川西部
	火山碎屑岩		侏罗系、白垩系、第三系、第四系	陆相为主	低孔渗	二连

2)砂岩

又称中碎屑岩，主要由砂级颗粒组成的岩石，约占沉积岩的¼，仅次于粘土岩，我国碎屑岩油气储层 80%以上由砂岩组成。

砂岩碎屑组分以石英为主，其次为长石及各种岩屑。按粒度分为巨砂岩、粗砂岩、中砂岩、细砂岩；按杂基含量分为净砂岩和杂砂岩；按碎屑成分分为石英砂岩、长石砂岩和岩屑砂岩类。

(1)石英砂岩类。碎屑组分中石英含量大于 50%，长石和岩屑含量均小于 25%，可分为石英砂岩(石英占 90%以上)、长石质石英砂岩和岩屑质石英砂岩；复杂类型是长石岩屑质石英砂岩。该类砂岩胶结物大多为硅质、次为钙质、铁质和海绿石等，主要被石英胶结的典型石英砂岩和石英岩状砂岩，几乎全部是石英次生加大(或自生)胶结，称沉积石英岩，多形成于海洋环境，或海陆交互相环境，属高成熟砂岩类。我国二叠、石炭系含气盆地砂岩均属于此种类型。

(2)长石砂岩类。碎屑组分中石英含量小于 75%，长石含量大于 25%，岩屑含量小于 25%。长石组分主要是钾长石和酸性斜长石，基性斜长石少见。长石砂岩的成分成熟度和结构成熟度均较低，主要过渡类型是岩屑质长石砂岩。典型长石砂岩主要形成于活动构造单元，为快速搬运—沉积产物，50%以上由长石组成的砂岩称基底型长石砂岩，多为构造活动强烈区块加速堆积产物。我国中、新生代断陷盆地砂岩储层主要是长石砂岩类(如东部渤海湾、松辽盆地等油气田)，由于长石在成岩阶段溶解会产生大量次生孔隙，所以也是非常重要的储集岩。

(3)岩屑砂岩类。其中岩屑大于 25%，长石小于 25%，石英含量在 75%以下　岩屑成分主要是酸性喷出岩、千枚岩、板岩、泥岩、页岩和各类硅质岩岩屑；常见的胶结物为碳酸盐矿物和氧化硅。成分成熟度和结构成熟均较低。岩屑砂岩随长石含量增加则逐渐向长石砂岩过渡，我国中、新生代含油气盆地如四川、准噶尔、吐哈等盆地常见岩屑砂岩或长石质岩屑砂岩。由于不稳定岩屑的溶解作用可形成一定数量的次生孔隙，使之成为较好的含油气储集层。

3)粉砂岩类

主要由粉砂级颗粒组成的岩石，又称细碎屑岩。又可分粗粉砂质、细粉砂质粉砂岩，粉砂主要由石英组成，其次是长石，常含较多白云母碎屑，重矿物含量高于砂岩，可达2%～3%。由于富含粘土杂基常过渡为粉砂质泥岩及页岩。由于常为悬浮搬运—沉积所致，石英粉砂多呈棱角状，云母碎片顺层分布。根据成分差别，粉砂岩划分为长石质粉砂岩和石英粉砂岩两类。我国中、新生代陆相沉积盆地中的长石质粗粉砂岩可作为含油气储集层，如东濮凹陷文留、文东等气田储气层及吉林等。

4)泥岩

深部埋藏的泥岩一般认为是良好的盖层，但若泥岩裂缝发育，如果与油气源岩及上覆盖层配合，可成为一种特殊的油气储层，四川盆地西部的泥岩气藏、松辽盆地古龙地区青山口组泥岩裂缝储层就是很好的实例。

5)火山碎屑岩

火山碎屑岩是主要由火山碎屑物质(>90%)组成的一种特殊碎屑岩类。兼有火山岩和碎屑沉积岩双重特点，物质成分以火山碎屑物质为主，具有碎屑岩状的结构，常与正常碎屑岩共生，也可作为含油气储集层。

火山碎屑岩在我国各时代地层中均有分布，特别是我国东部中、新生代陆相沉积盆地更是广泛发育，其中有的有良好的含油气显示，如二连盆地，已获得一些中—小型油气田。凝灰岩和沉凝灰岩可作为油气储集层，储集空间主要是长石和不稳定岩屑乃至火山玻璃溶解后形成的次生孔隙。细小火山尘影响储集层物性，随火山尘含量增加，储集层物性变差。

中国已发现的碎屑岩储油气层的特征如下：

(1)纵向上可分为四套地层组合。石炭、二叠系为石英砂岩、长石岩屑石英砂岩，以及岩屑质长石砂岩；三叠系以长石砂岩、岩屑质长石砂岩居多；侏罗、白垩系以长石砂岩、石英砂岩为主，也有部分岩屑砂岩及火山碎屑岩分布；第三系、第四系则以长石砂岩、长石石英砂岩以及岩屑长石石英砂岩为特征。

(2)碎屑岩储集层储集砂体主要为河流—三角洲沉积体系，其次为扇三角洲相和湖底扇相等体系。

(3)成分成熟度及结构成熟度均相对比较低，其成因与陆相湖盆近物源、多物源、快速沉积等因素有关。碎屑岩储层粒级变化大，有砾岩、含砾砂岩、中粗砂岩、细砂岩、粉砂岩和泥质粉砂岩等。已发现的中、新生界产气层多为细砂岩、粉砂岩，晚古生代多为粗—中粒砂岩。分选中等，次圆—次棱角状，砂岩中杂基含量一般小于10%。

二、碳酸盐岩油气储集层

1. 分布

我国碳酸盐岩储集层分布广泛。已发现具工业油气流碳酸盐岩储集层的沉积盆地有四川、渤海湾、鄂尔多斯、塔里木、珠江口、苏北、柴达木等盆地。从元古界到新生界除少数几个层系外，都发现了工业性油气层(见表4—4)。

2. 碳酸盐岩油气储集层特点

(1)油气层多，以年代老的层系为主，古生界碳酸盐岩油气层居先；中生界和元古界次之；新生界居末位。

(2)海陆相兼有，以海相储集层居多，元古界和古生界的碳酸盐岩储集层均属海相沉积；中生界以海相为主，少数为陆相；新生界则以陆相(湖相碳酸盐岩)为主。

表 4—4　中国碳酸盐岩油气层分布

盆地(坳陷)名称	储油层时代 Q	N	E	K	J	T	P	C	S	O	∈	Z	Qn	Jx	Ch	代表油气田名称及地层符号
柴达木	δ															台南(Q_4^1)
柴达木		★														狮子沟(N_2^2)
珠江口		★														流花(N_1^3a)、惠州(N_1^3a)
珠江口			★													三水(E_2^2h)
苏北			★													金湖(E_2^1f)
渤海湾 济阳坳陷			★													平方王(E_2^2s)
渤海湾 济阳坳陷										★						义和庄(O)
渤海湾 黄骅坳陷			★													千徐庄、周清庄(E_3^1s)
渤海湾 冀中坳陷			★													任丘(E_2^2s)
渤海湾 冀中坳陷										☆						任北(O_2y-n)、刘其营(O_2x-n)、苏桥(O_2f)
渤海湾 冀中坳陷											★					留 58 潜山($\in_3g$)、南孟($\in_2s$、$\in_1f$)
渤海湾 冀中坳陷														★		任丘、雁翎(Jxw)
渤海湾 冀中坳陷															★	河间(Chg)
渤海湾 辽河坳陷															★	曙光(Cht)
松辽				★												门音诺勒(K_1qs)
百色						★										上法(T_2^1f)
四川					★											杜花园(J_1da)、八角场(J_1d)
四川						δ										中坝、磨溪(T_2^1l)、自流井、阳高寺、纳溪、荔枝滩、卧龙河(T_1^1j)、永安场、建南(T_1^1f)
四川							δ									建南、双龙、板东(P_2c)、双龙(P_2^1l)、自流井(P_1n)、傅家庙(P_1q)
四川								δ								相国寺、张家场、邓家坝(C_2w)
四川									δ							太和场(S_1)
四川										δ						南津关(O_1n)
四川												δ				威远(Z_2dn)
鄂尔多斯										δ						靖边(O_1n)
塔里木								★								塔中(C_1b,C_1g)

注：★—油田，δ—气田，☆—油气田。

(3)成岩作用强,原生孔隙消失,储渗空间以次生孔隙为主。

(4)孔隙类型多样,储集层结构复杂,储集层中常常是孔、洞、缝兼具,但成因各异,分布规律不同,彼此四配叠加,形成多种组合类型,储渗体形态多样。

(5)储油物性差,裂缝在油气产生和连通中起重要作用,储集层的非均质性强。

(6)具有生成油气的能力,可形成自生自储的油迄层。有的碳酸盐岩有机质丰富,在烃类形成与演化过程中都有各类孔隙可供给。

3. 碳酸盐岩油气储层类型

碳酸盐岩石类型可以分为白云岩及石灰岩两大类。

1)白云岩

白云岩由粒屑(鲕粒、砂屑、藻团块、藻绵层、核形石等)白云岩及结晶(中晶、细晶、粉晶、泥晶)云岩组成,主要分布于我国四川震旦系、上二叠统长兴组、下中三叠统。如威远资阳气田、川南、川东、川西南气田;还有陕甘宁盆地下奥陶统马家沟组大气田。

2)石灰岩及云灰岩

石灰岩由粒屑灰岩(如粒屑,鲕粒、内碎屑、藻粒、球粒、生物碎屑、介壳等)组成,胜利油田第三系中国枝管藻灰岩、螺云灰岩、四川盆地川中地区大安寨介壳灰岩均属于这种类型。其次还包括结晶灰岩、结晶白云质灰岩。

石灰岩及云灰岩油气田分布于四川盆地川南、川东、川西有关油田,黄骅坳陷油气田、济阳坳陷平方王气田及四川盆地川中大安寨油田,它们的特征见表4—5。

表4—5 碳酸盐岩油气层和岩石类型

	岩石类型	地层组合	主要沉积环境	储集层	有工业油气流或有气显示的盆地
碳酸盐岩	粒屑(鲕粒、砂屑藻团块、藻绵层、核形石)、中晶、细晶、粉晶、泥晶白云岩	震旦系、上石炭统黄龙组、下奥陶统马家沟组、上二叠统长兴组、下中三叠统	浅滩(藻粒坪、藻粒滩、藻席)、蒸发坪、泻湖亚相、生物环礁	中孔中渗、中孔低渗、低孔低渗	四川威远及资阳震旦系气藏、川东石炭系气藏、陕甘宁盆地中部气田、四川川南、川东、川西南二叠、三叠系气田
	粒屑灰岩(内碎屑、鲕粒、藻粒、球粒、生屑及介壳)、结晶灰岩、白云质灰岩、云灰岩	下二叠统(阳新统)、下第三系砂四上部、沙一、侏罗系大安寨	断陷浅水湖盆边缘及中央台地、正常盐度陆表海	中孔低渗—低孔低渗	四川川南、川东、川西各气田、黄骅坳陷、济阳坳陷、平方王构造、川中大安寨等油气田

三、岩浆岩及变质岩

特殊岩类油气层主要指岩浆岩及变质岩等,岩浆岩岩石类型有辉绿岩、玄武岩、安山岩和流纹岩、脉岩等,变质岩岩石类型有千枚岩、板岩、片麻岩、混合岩、变粒岩、变质石英砂岩等。近年来我国在准噶尔、渤海湾等盆地,苏北、四川雅安等地区油气勘探中于变质岩及火山岩中也发现了油气聚集带,见表4—6。

表 4—6　岩浆岩及变质岩储油气层特征

岩浆岩油气藏			变质岩油气藏			
地　区	时　代	火山岩类型	油　田	地质时代	变质岩类型	油藏类型
黄骅坳陷风化店和王官屯	中生界	次火山岩—火山岩	玉　门	古生代志留纪中统泉脑沟组	千枚岩、板岩	鸭儿峡志留系古潜山油气藏
新疆准噶尔盆地	石炭系	玄武岩	辽　河	元古代	变质石英砂岩	杜家台元古界古潜山油气藏
东北东台凹陷闵桥地区	下第三系	玄武岩		太古代鞍山群	混合岩类、区域变质岩	兴隆台、东胜堡、静安堡、齐家、欢喜岭、牛心坨、茨榆坨等古潜山油气藏
济阳坳陷滨南和昌潍	下第三系	玄武—安山岩	胜　利	太古代泰山群	碎裂状片麻岩、混合岩和变粒岩	王庄太古界潜山油气藏
辽河凹陷	下第三系	玄武—安山岩	渤　海	元古代	花岗质混合岩类	锦州 20—2 构造太古界古潜山油气藏
川西南周公 1 井	叠系	玄武系	冀　东	太古代	花岗质混合岩类	冀东太古界变质岩油气藏
济阳坳陷义北地区	下第三系	浅成侵入岩及煌斑岩				

第二节　储油气层的检测方法

储油气层的检测方法见图 4—1。

一、常规分析方法

1. 薄片及铸体薄片鉴定

1)砾岩

镜下一般只能鉴定细砾岩，鉴定时使用低倍镜。在手标本鉴定基础上进一步鉴定砾石成分与填隙物成分和结构等。

砾岩填隙物成分包括杂基和胶结物。杂基指的是充填于砾石之间，与砾不同时期沉积的机械混入，由粘土、粉砂和砂组成。常见的胶结物有硅质、铁质和钙质。

2)砂岩

(1)成分及含量：

①碎屑颗粒，指石英、长石、岩屑(包括岩浆岩、变质岩、沉积岩)及其他如重矿物及云母等颗粒。

②杂基，主要指泥质和细粉砂。

③胶结物，指铁质、硅质、碳酸盐矿物(方解石、白云石、铁白云石、菱铁矿等)，自生的粘土矿物(高岭石、蒙皂石、绿泥石、伊/蒙混层等)，其次还有石膏、硬石膏、海绿石等，判断它们含量及形成顺序。

(2)结构。

①颗粒结构：颗粒大小、形状、磨圆等；

②填隙物结构；

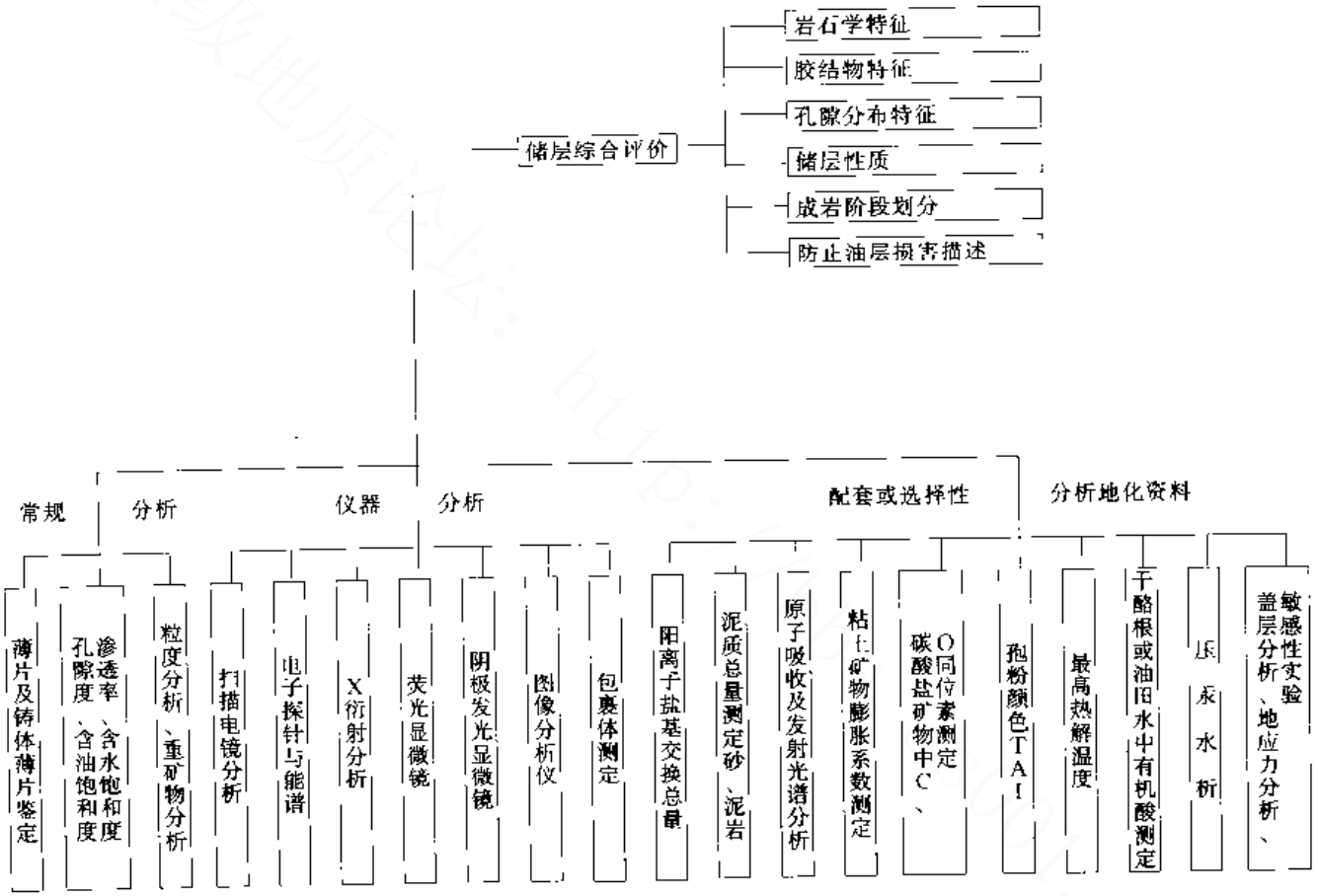


图 4—1　储层实验测试技术

顶级地质论坛：http://www.[illegible].com/

③孔隙(包括孔隙含量类型、大小、几何形状、连通性、分选性),铸体薄片可有效地统计面孔率;

④支撑型与胶结类型。

(3)显微构造,如微递变、微冲刷、微细层理等。

(4)含油及化石情况。

(5)岩石定名。颜色+构造+粒度+成分,如灰白色块状中粒石英砂岩。一般砂岩类型可分为纯石英砂岩、石英砂岩、次岩屑长石砂岩或次长石岩屑砂岩、长石岩屑砂岩或岩屑长石砂岩、长石砂岩、岩屑砂岩等。

(6)砂岩的成岩作用:

①胶结及固结作用;

②压实及压溶作用,颗粒的接触强度(点→线→凹凸→缝合)、颗粒变形等;

③重结晶作用;

④交代作用及自生矿物的形成;

⑤溶解及溶蚀作用。

(7)砂岩成因分析。

通过砂岩标本和薄片研究,应当对岩石特点加以总结分析,作出某种成因推论,应从以下几方面入手:

①从碎屑成分看陆源区母岩性质及大地构造情况;

②从成分成熟度看风化作用强弱和搬运距离;

③从结构成熟度(分选、磨圆、杂基含量)及沉积构造看搬运介质方式,推断沉积环境;

④从化学胶结物推断成岩环境及成岩作用;

⑤从颜色(岩石及胶结物)推断沉积环境。

3)火山碎屑岩

火山碎屑岩是火山作用产生的各种碎屑物沉积后,经熔结、压结、水化学胶结等成岩作用形成的岩石。

在薄片下可确定火山碎屑物由石屑(包括岩屑、火山弹、塑性岩屑)、晶屑、玻屑(刚性及塑性岩屑)组成。

根据成因、组分含量、成岩方式及碎屑粒度等可将火山碎屑岩分为3大类5个亚类,见表4—7。

与石油储集层密切相关的岩石为凝灰岩、沉凝灰岩及火山碎屑沉积岩。

在薄片鉴定中要密切注意火山碎屑岩中原生或次生孔、洞、缝发育、保存与充填情况。

4)泥岩(粘土岩)

在手标本基础上进一步鉴定粘土岩成分,包括机械混入物成分及含量,自生矿物种类、形状、含量,生物化石等,鉴定结构、构造次生变化,结合X衍射资料对泥岩定名。

5)碳酸盐岩

在手标本肉眼观察鉴定的基础上,偏光显微镜下系统描述鉴定岩石薄片。

(1)矿物成分。碳酸盐岩中常见矿物有:

①碳酸盐矿物主要是方解石、白云石,其次是铁白云石、铁方解石、菱铁矿、菱镁矿和菱锰矿等;

②自生的非碳酸盐矿物,如石膏、硬石膏、重晶石,天青石、石英、海绿石等;

表 4—7　火山碎屑岩分类表

类	火山碎屑熔岩类	正常火山碎屑岩类		火山—沉积碎屑岩类	
亚　类		熔结火山碎屑岩	普通火山碎屑岩	沉积火山碎屑岩	火山碎屑沉积岩
火山碎屑	10%～90%	>90%		90%～50%	50%～10%
胶结类型	熔岩胶结为主	熔结为主	压结为主	压结和水化学胶结	
岩石名称 / 结构构造特征 / 碎屑粒度 mm	定向不显	似流动构造	层状构造不明显	层理构造明显	层状构造明显
>50	集块熔岩	熔结集块岩	集　块　岩	沉集块岩	凝灰质巨角砾岩（凝灰质巨砾岩）
50～2	角砾熔岩	熔结角砾岩	火山角砾岩	沉积火山角砾岩	凝灰质角砾岩（凝灰质砾岩）
<2 / 2～0.1	凝灰熔岩	熔结凝灰岩	凝　灰　岩	沉凝灰岩	凝灰质砂岩
<2 / 0.1～0.01					凝灰质粉砂岩
<2 / <0.01					凝灰质泥岩
					凝灰质化学岩

③陆源碎屑混入物，如粘土矿物、石英、长石及一些重矿物等。

(2)结构组分和结构类型。

碳酸盐岩的结构在一定程度上反映了岩石的成因，它是岩石的重要鉴定标志，也是岩石分类命名的依据。

①具颗粒结构的碳酸盐岩。颗粒类型包括内碎屑、鲕粒、生物颗粒、球粒、藻粒等；填隙物由化学沉淀物(亮晶胶结物)及泥晶基质及少量陆原杂基及渗流粉砂组成；注意它们的胶结类型。

②具晶粒结构的碳酸盐岩，注意晶粒的大小、自形程度。

③具生物格架的碳酸盐岩描述造礁生物种类、骨架的显微结构、矿物成分，大小分布等特点。

(3)沉积构造。

包括显微层理、微型冲刷、充填构造、结核构造、缝合线及成岩收缩缝等，鸟眼及示底构造、生物钻孔、潜穴生物扰动等。

(4)成岩作用

主要有溶解作用、矿物的转化作用和重结晶作用、胶结作用、交代作用、压实作用和压溶作用。注意观察这些成岩阶段(同生期、早成岩期、晚成岩期、表生期)、不同成岩环境(海底成岩环境和大气淡水成岩环境，浅—中埋藏成岩环境、深埋藏成岩环境、表生成岩环境)中的特点和识别标志。

(5)孔隙和裂缝

用铸体薄片观察原生及次生孔隙，以次生孔隙发育为特征的储层还包括构造裂缝描述与观察。从孔隙结构类型来讲，主要有粒内、粒间、晶间、生物格架、遮蔽、鸟眼、铸模等孔隙，还有溶孔、溶缝、溶沟、溶洞等。

(6)岩石综合定名。

附加岩石名称(颜色＋成岩作用类型＋特殊矿物＋特殊结构)＋岩石基本名称(结构命名

+矿物成分)命名,主要岩石类型有:泥晶灰岩或白云岩、粒屑泥晶灰岩或白云岩、泥晶粒屑灰岩或白云岩、亮晶粒屑灰岩或白云岩。

(7)环境分析。

①颗粒形成环境:颗粒的类型大小、分选、磨圆,结合古生物特点指出形成颗粒的环境(水深、盐度等)。

②颗粒沉积环境;

③成岩研究.

6)岩浆岩与变质岩

(1)岩浆岩。

①结构:

a. 岩浆岩结构按晶粒大小可分粗粒大于5mm、中粒1~5mm、细粒0.1~1mm;

b. 按结晶程度可分全晶质、隐晶质;

c. 按矿物关系可分花岗结构、交织结构、辉绿结构等。

②构造:有流纹构造、气孔构造、杏仁构造及珍珠构造等。

③岩浆岩岩石类型见表4—8:

表4—8 岩浆岩分类表

分类 / 代表性岩类	超基性岩	基性岩	中性岩	酸性岩
深成岩	橄榄岩、辉石岩	辉长岩、碱性辉长岩	闪长岩、二长岩、正长岩	花岗岩、花岗闪长岩、碱性花岗岩
浅成岩	苦橄玢岩、金伯利岩、雷霞岩、辉石岩	辉绿岩、碱性辉绿岩	闪长玢岩、二长斑岩	花岗斑岩、霓细花岗岩
喷出岩	苦橄榄岩	玄武岩、碱玄岩	安山岩、粗面岩、响岩	流纹岩、碱性流纹岩
脉岩		煌斑岩		细晶岩、伟晶岩

④岩浆岩中的孔、洞、缝发育可以作为储集空间,在薄片鉴定中应阐述其成因分布、控制因素及其与油气的关系。

⑤我国岩浆岩储层的岩石类型以熔岩为主,最主要的是玄武岩和安山岩、次火山岩、流纹岩和脉岩类.

(2)变质岩

①矿物成分。

a. 主要矿物:石英、方解石、钾长石、角闪石、辉石、磷灰石等;

b. 次要矿物:绿泥石、白云母、钠长石、刚玉等;

c. 特征矿物:红柱石、硅线石、堇青石、蓝晶石、符山石等.

②变质岩类型。

a. 区域变质岩:板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、长英质粒岩类、角闪质岩类、麻粒岩类、榴辉岩类和大理岩类;

b. 混合岩类:注入混合岩、混合片麻岩、混合花岗岩;

c. 接触变质岩:见表4—9;

表 4—9　接触变质作用岩石分类表

岩石名称 \ 原岩成分	粘土质岩石	碳酸盐岩石	镁质岩石	铁镁质岩石	长英质岩石
低　级	斑点板岩 角　岩	变质灰岩 大理岩	角　岩 片　岩	角　岩 片　岩	角　岩
中　级	角　岩 片　岩	大理岩	角　岩 片　岩	角　岩 片　岩	角　岩
高　级	角　岩 片麻岩	大理岩	角　岩	片麻岩	角　岩 （石英岩）

d. 动力变质岩：包括构造角砾岩、压碎岩、糜棱岩、玻状岩、构造片状岩类等。

③变质岩中的孔、洞、缝：在薄片下观察裂隙空间、大小、密度、面孔率、生成顺序等；对基岩风化壳（古潜山）中原生与次生孔洞大小、形状、延伸方向、面孔率及存在的碎裂缝进行描述。

2. 孔隙度、渗透率、含油气饱和度、含水饱和度测定

储层孔隙特征的研究是储层研究的一项重要内容。这是因为储层的储集性能和产能，流体在储集层中的渗流不仅受限于宏观的储层的几何形态，而更多的受微观的孔隙特征所制约，因而研究储层的孔隙特征对储层的认识与评价，油气层产能的预测，油水在油层中的运动，水驱油效率及提高采收率均具有实际意义

1)孔隙度

岩样的总孔隙度 $\phi = V_p/V_f$：指岩样所具有的孔隙度容积 V_p 与岩样的外表体积 V_f 的比值，通常以百分数表示，总孔隙度也就是绝对孔隙度。

通常使用的孔隙度为有效孔隙度 $\phi_e = V_{ep}/V_f$：ϕ_e 为有效孔隙度（流动连通孔隙度），V_{ep} 为有效孔隙体积（除去死孔隙及微毛细管孔隙）。有效孔隙度是计算储量和评价储层特性的重要指标，在实验室常用饱和煤油法及气体法进行测定。

2)渗透率

在一定的压差下岩石连通的孔隙系统应是以让油、气、水在其中流动。为衡量流体通过多孔介质的能力通常采用渗透率来量度。当岩石为单流体 100% 饱和且流体与岩石不发生任何物理化学作用时所测得的岩石渗透率为绝对渗透率。

决定渗透率的因素：

(1)孔隙半径。

$$K = \phi r^2/8$$

式中，K 为渗透率，ϕ 为孔隙度，r 为孔隙半径，而决定渗透率的主要因素是孔隙半径。

(2)岩石比表面。

岩石比表面越大，渗透率越小；

(3)渗透率随岩石颗粒变细而急剧下降，砂岩渗透率随着泥质含量增加而急剧下降，另外油层岩石的沉积条件及埋藏深度也影响渗透率大小

孔隙度、渗透率资料必须绘制孔隙度直方图、渗透率直方图等（图 4—2、图 4—3）。

砂岩渗透率随着泥质含量增加而急剧下降，另外，油层岩石的沉积条件及埋藏深度也影响渗透率大小

3)流体饱和度

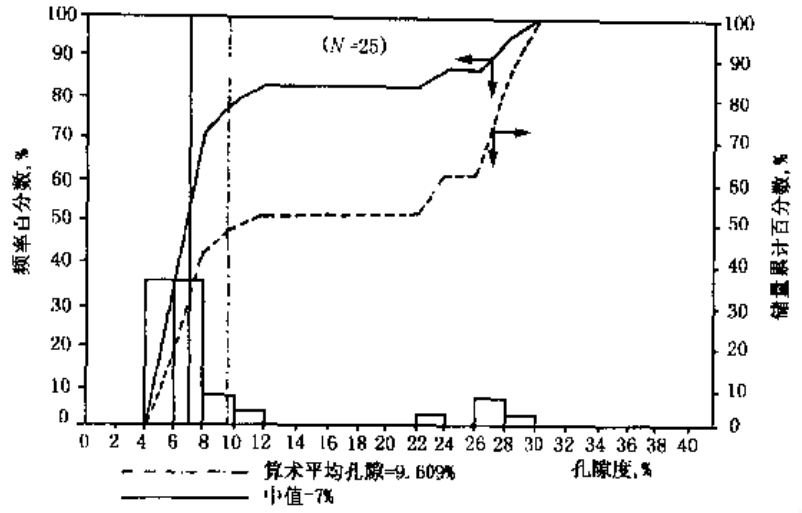


图 4—2　孔隙度直方图(据 SY 5336—88)

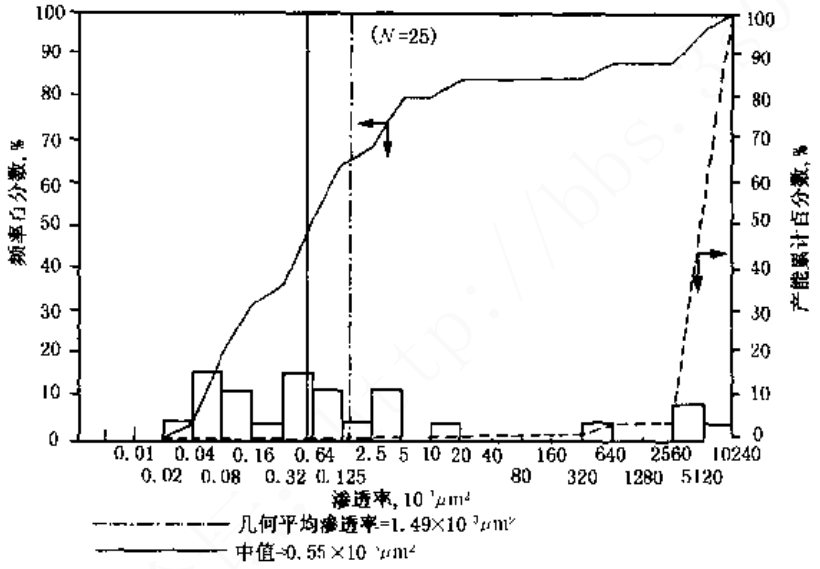


图 4—3　渗透率直方图(据 SY 5336—88)

所谓饱和度系指单位体积内油、气、水所占的体积百分数。

油饱和度

$$S_o = \frac{V_o}{V_p} = \frac{V_o}{\phi V_f} \times 100\% \tag{4—1}$$

气饱和度

$$S_g = \frac{V_g}{V_p} = \frac{V_g}{\phi V_f} \times 100\% \tag{4—2}$$

水饱和度

$$S_w = \frac{V_w}{V_p} = \frac{V_w}{\phi V_f} \times 100\% \tag{4—3}$$

$$S_o + S_g + S_w = 1 \tag{4—4}$$

式(4—1)～式(4—4)中，V_o、V_g、V_w 分别为油、气、水在油层孔隙中所占体积；S_o、S_g、S_w 分别为油、气、水饱和度。

3. 粒度分析、重矿分析

1)粒度分析

测定碎屑沉积物中不同粗细颗粒含量的方法称粒度分析。粒度是碎屑沉积物的重要结构特征，是其分类命名(如砾、砂、粉砂、粘土等)的基础，是用来研究其储油性能的重要参数(如粒度中值、分选系数等)，有时也可用粒度资料作为地层对比的辅助手段。但是粒度分析更广泛地应用于沉积学的研究，近几年来已成为沉积环境研究的重要标志。

(1)粒度分析方法：

①筛析法包括机械筛析及 SFY—A 型音波振动式全自动筛分粒度仪自动筛析，用$\frac{1}{3}\phi$～$\frac{1}{4}\phi$间距的不同孔径的筛网将碎屑颗粒从粗至细逐级过筛分开，求得各粒级的重量百分比。

②沉降法。利用颗粒在水中沉降速度来划分粒级。

③薄片粒度分析。对于固结紧密，难于松散的砂岩或粉砂岩只能用薄片进行粒度分析。但是测得的是一定粒度的颗粒百分数，要把这数值换算成各粒级的重量百分比，与其他方法所得数据一致，以便对比与绘图应用。

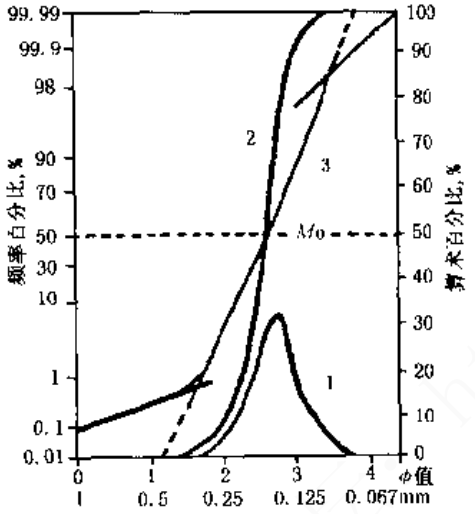


图 4—4 图示 3 种粒度曲线

1—频率曲线；2—累积曲线；3—频率值累积曲线

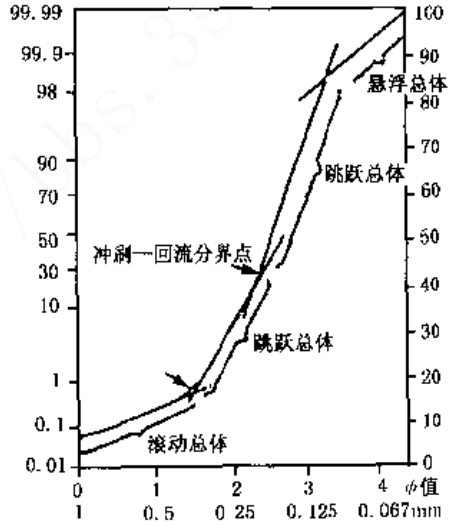


图 4—5 粒度概率图中的几个粒度次总体

目前已发展成图像法及颗粒计数法来取代人工薄片颗粒计数法。

(2)粒度分析资料整理：

①编制粒度分析数据表(各粒度的重量百分比及各粒级累积重量百分比)，数据绘制成图(包括直方图、频率曲线图、累积曲线图、概率曲线图、$C—M$ 图)，见图 4—4、图 4—5、图 4—6。

②粒度参数：粒度平均值(M_z)、中值(M_d)、众数(M_o)、标准偏差(σ_1)、偏度(SK_1)、峰度(K_g)。

2)重矿分析

将砂岩中相对密度大于 2.86 的矿物分离出来进行专门研究的方法叫重矿分析，重矿物在

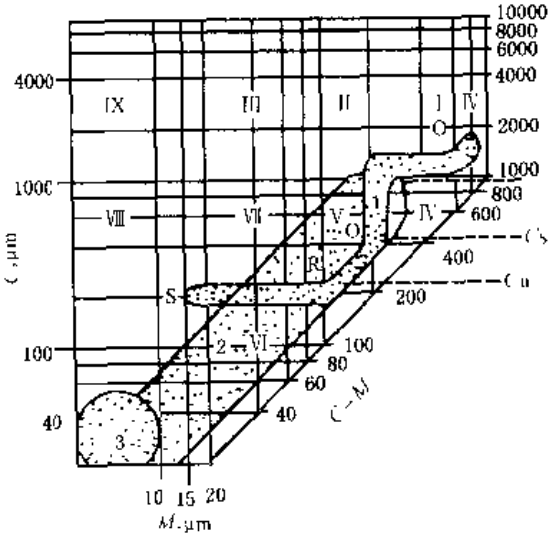


图 4—6 帕塞加的 $C—M$ 模式图

碎屑岩中含量很少，一般不超过1%，主要分布在0.25~0.05mm粒级内。

(1)分离方法。用重液(相对密度大于2.85的液体)分离，利用重液和矿物的相对密度差，使矿物沉浮而分离。

(2)重矿物资料分析：

①母岩性质分析。不同类型母岩其重矿物组合不同，利用重矿物组合与含量变化来解释母岩区，见表4—10。

表4—10 不同母岩的重矿物组合

母　岩	重　矿　物　组　合
酸性岩浆岩	磷灰石、普通角闪石、独居石、金红石、榍石、锆石、电气石(粉红)
伟晶岩	锡石、萤石、白云母、黄玉、电气石(蓝色)、黑钨矿
中及基性岩浆岩	普通辉石、紫苏辉石、普通角闪石、透辉石、磁铁矿、钛铁矿
变质岩	红柱石、石榴石、硬绿泥石、蓝晶石、矽线石、十字石、绿帘石、黝帘石、镁电气石(黄、褐色变种)
再改造的沉积岩	锆石(圆)、电气石(圆)、金红石、重晶石

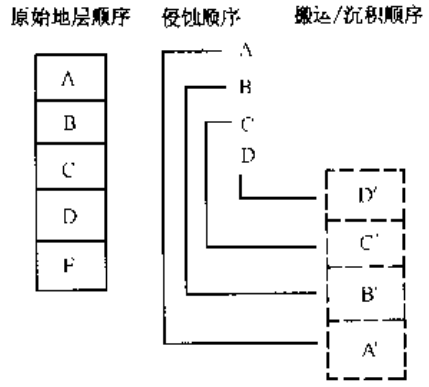


图4—7 重矿物原始地层层序及"反剖面"顺序表

②物质来源方向分析。利用水平方向上重矿物种类和含量变化图，可以推测物质的几个来源方向。

③母岩侵蚀顺序确定。重矿物剖面同一侵蚀区上下层位可有不同的母岩，随时间进展，最先侵蚀的最上面层位的岩层，它们产生的物质(包括重矿物组合)在沉积区是沉积在最底层；最后受侵蚀的是最下部层位的母岩，但沉积在最上部层位中，见图4—7。

④划分和对比地层。

二、仪器分析

仪器分析包括扫描电镜、电子探针波谱及能谱分析、X衍射分析、阴极发光及荧光显微镜、包裹体冷热台测定等。

1.扫描电镜和电子探针波谱及能谱分析

电子束轰击在样品上能产生各种信息，包括二次电子、背散射电子、X射线、阴极发光、透射电子等，见图4—8。

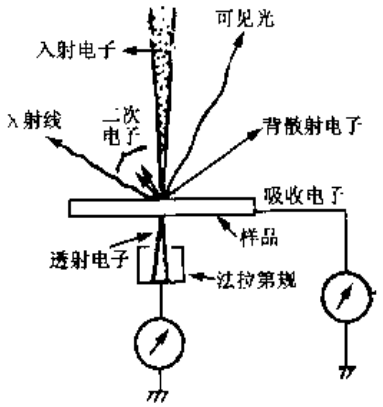


图4—8 电子与物质的相互作用

接收二次电子、背散射电子成像的仪器为扫描电子显微镜，简称扫描电镜；

接收X射线并检测X射线能量强度的仪器为能谱仪；

接收X射线并检测X射线波长的仪器为波谱仪；

接收阴极发光进行检测的仪器为阴极发光显微镜。

扫描电镜是由电子光学系统、信息检测系统、电源系统以及X射线波谱仪或能谱仪组成(图4—9、图4—10、图4—11)。

1)扫描电镜及电子探针波谱、能谱仪特点

样品制备简单；样品消耗少，损伤小；显微图像景深大，立体感强；放大倍数从2~20万倍连续可调；对样品表面能进行各种信息的综合分析，通常可以把微区形貌分析和微区成分分析、微区晶体学分析结合起来进行综合分析。

2)样品处理

(1)样品的预处理,其步骤为洗油、磨制、酸化、净化、干燥等。

(2)样品上样粘结,一般用乳胶或双面胶带粘结。

(3)镀膜技术,选用的镀膜材料要求有较高的二次电子发射率,具有良好的导电导热性能,如常用纯金镀膜。若要在观察形貌的同时进行定量成分分析,样品要镀碳。

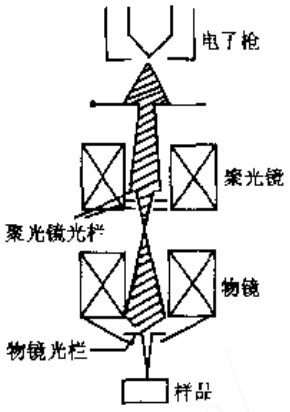


图 4—9 电子光学系统的透镜结构

X射线波谱仪由分光晶体、X射线探测器等组成,改变分光晶体的位置,使晶体表面与入射X射线成一定角度(Q)。这一波波长的X射线就会因产生衍射而得到加强,而其他波长X射线因互相抵消而不能衍射,X射线衍射符合布拉格定律:$n\lambda = 2d\sin\theta$ 衍射后的X射线进入正比计数管,通过校正计算可得出所测元素重量百分比。

能谱探头是一个锂漂移硅的半导体器件。装在探针的镜筒内,它将入射的X射线转变为与其能量成正比的电荷脉冲。为使检测器和

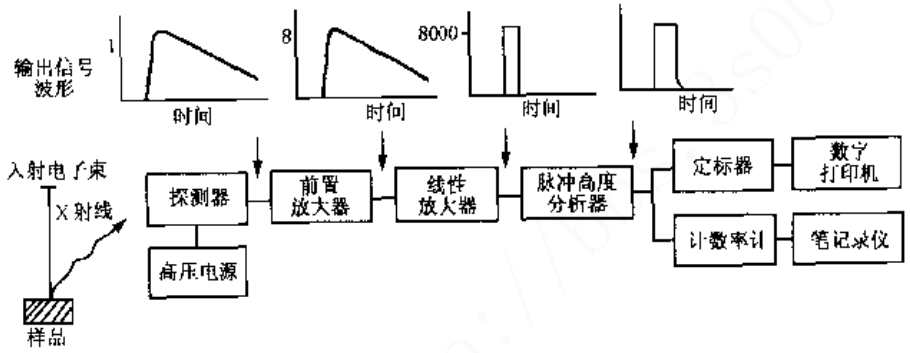


图 4—10 电子探针X射线波谱检测系统

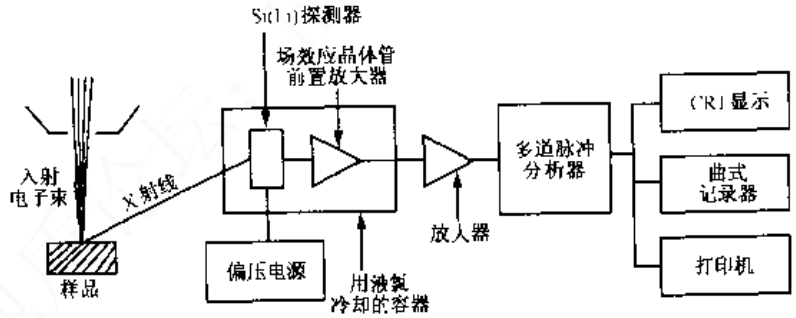


图 4—11 能谱仪检测原理

前置放大器工作稳定,它们要放在液氮中。信号的强弱与它们的特征能量有关,信号脉冲的多少与元素在样品中的浓度有关,与X射线的强度成正比。

镀膜一般在真空镀膜机中进行,地质样品镀层控制在40~60nm左右。

3)扫描电镜、电子探针波谱及能谱仪对储层及成岩作用研究

(1)碎屑岩储层。

①各种自生胶结物分布方式。见图4—12,各种自由胶结物有孔隙衬垫式、孔隙充填式、嵌晶式及加大式4种胶结方式。

②自生矿物类型、特点及成分。

a.粘土矿物有伊利石、高岭石、埃洛石、蒙皂石、绿泥石、伊/蒙混层、绿/蒙混层等(见表4—11);

表 4—11　天然气封盖层综合分级评价标准

气体绝对渗透率 μm^2	孔隙度 %	实测突破压力，MPa				孔径优势半径 μm	比表面 m^2/g	吸附 $<CH_4 mg/g$	扩散系数 cm^2/s	绿泥石含量 %	断层及裂缝发育程度	主要岩性	成岩期	封盖层分类	
		盖层埋深 <500m	盖层埋深 500～1000m	盖层埋深 1000～3000m	盖层埋深 >3000m									类别	可封闭气柱高度 m
10^{-9}	1.5	10～11	9.6～11.6	8.2～14.2	7.9～15.9	10	>15	5	10^{-9}	5	无	盐岩、泥岩、粉砂质泥岩、铝土质泥岩	中后成岩期	Ⅰ	>1000
10^{-8}	>2.0	5～6	4.8～6.8	4.10～10.1	4.05～11.1	>20	>30	>4	10^{-8}	8	无	粉砂质泥岩、泥灰岩、灰岩、炭质泥岩	中成岩期	Ⅱ	500～1000
10^{-7}	>5.0	1～2	0.96～2.96	0.82～6.82	0.80～7.81	>30	>40	>3	10^{-7}	15	无	泥质粉砂岩、粉砂质泥岩	中—早成岩期	Ⅲ	100～500
10^{-6}	>7.0	0.5～1.5	0.42～2.48	0.41～6.41	0.40～7.41	>40	>60	>2	10^{-6}	20	微	泥质粉砂岩、粉砂质泥岩	中后成岩期	Ⅳ	50～100
10^{-5}	>7.0	<0.5	<0.42	<0.41	<0.40	>40	>60	<2	$>10^{-5}$	>20	微	泥质细砂岩、泥质粉砂岩	早成岩期	Ⅴ	<50

（据李国平等，1996）

注：1）此表为天然气封盖层综合评价标准表。

2）此表适用于压力系数为 1.0～1.2 的地区。

b. 碳酸盐类自生矿物包括方解石、白云石、铁白云石、菱铁矿、片钠铝石等；

c. 硅质胶结物，包括自生石英、无定型的蛋白石与玉髓；

d. 硫化物—黄铁矿；

e. 沸石胶结物，包括斜发沸石、片沸石、方沸石、钠沸石、浊沸石等，见表 4—12。

③石英和长石次生加大。自生石英及自生长石加大可以分为 3 个阶段：Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ。

④碎屑岩孔隙类型及储集性能识别标志：

a. 碎屑岩孔隙可以分为粒间孔隙、特大孔隙、铸模孔隙、组分内孔隙及裂缝孔隙 5 种，可建立原生及次生粒间孔隙的识别标志（见表 4—13）。

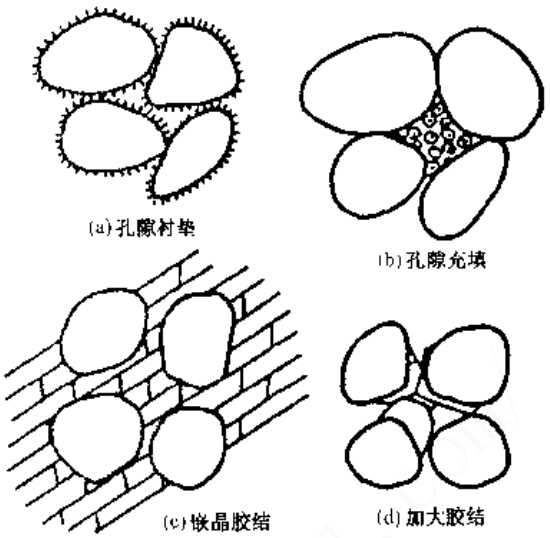


图 4—12　碎屑岩中胶结物分布方式

扫描电镜作储集性能分析见表 4—14。

b. 碎屑岩孔隙铸体扫描电镜观察。这是直观地研究岩石孔隙结构的一种方法。磨制扫描方块后的酸溶十分重要，要根据岩石类型来选择酸的种类（盐酸或氢氟酸），合适的酸浓度及酸溶时间来酸溶所有岩石颗粒，而未溶所留下的是经过铸体的孔隙骨架。铸体孔隙骨架可以用其确定孔隙仓貌、孔隙类型、孔隙喉道及配位数来判断储集性能好坏。

表 4—12　常见沸石鉴定标志

沸石种类	化学成分（分子式）	Si/Al	形　态　特　征
方沸石	$Na[AlSi_2O_6]\cdot H_2O$	1.8～2.0	四角三八面体或与立方体呈聚形、均质体
钙十字沸石	$(K_2Ca)[Al_2Si_4O_{12}]*4-5H_2O$	1.7～2.8 深海 2.4～2.8	球状体、纤维状或放射状集合体，Ⅰ级暗灰、灰白干涉色
交沸石	$Ba[Al_2Si_8O_{16}]\cdot 6H_2O$	2.3～2.5	柱状体、Ⅰ级灰干涉色、低负突起
水钙沸石	$Ca[Al_2Si_2O_8]\cdot 4H_2O$	1.12～1.49	假正方双锥
浊沸石	$Ca[Al_2Si_4O_{12}]\cdot 4H_2O$	1.75～2.28	柱状、针状、纤维状、放射状集合体，低负突起、干涉色Ⅰ级白—黄
毛沸石	$(Na_2,K_2,Ca)4(Al_9Si_{21}O_{72}H_2O)$	3～3.5	纤维状
钠沸石	$Na_2[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 2H_2O$	1.44～1.58	长柱状、针状、杆状、板状、纤维状，干涉色Ⅰ级黄
杆沸石	$NaCa_2[Al_5Si_5O_{20}]\cdot 6H_2O$	1.0～1.1	纤维状、放射状集合体，Ⅰ级白至Ⅱ级干涉色
变杆沸石	$Na_2Ca[Al_5Si_5O_{10}]\cdot 6H_2O$	1.5	球粒状、纤维状

续表

沸石种类	化学成分(分子式)	Si/Al	形 态 特 征
丝光沸石	$(Ca,Na)[Al_2Si_{10}O_{24}]\cdot 7H_2O$	4.17～5	细小的长柱状、针状、丝发状、纤维状、花束状、球粒状、扇状
片沸石	$(Na,Ca)_{2-3}[Al_3(AlSi)_2Si_{25}O_{72}]\cdot 12H_2O$	2.47～3.73	平行的片状、板状、条状晶体,呈平行连生晶体
斜发沸石	$(Na,K,Ca)_{2-3}[Al_3(Al,Si)_2Si_{13}O_{36}]\cdot 12H_2O$	4.25～5.25	板状、条状、细小的针柱状体合体
辉沸石	$Na(Ca)[Al_5Si_{13}O_{36}]\cdot 14H_2O$	2.5～3	平行的薄板状、片状、柱状自形晶,干涉色1级白至淡黄

表 4—13 原生及次生孔隙识别

孔隙特征 \ 孔隙类型	原生粒间孔隙	次生粒间孔隙
孔隙分布	均 匀	不均匀
孔隙形态	规 则	不规则
碎屑颗粒	边缘圆滑、未经溶蚀	边缘呈锯齿状、不规则
不均匀填隙物	无	常 见

表 4—14 储集性能分级

储集性能	孔隙含量,%	孔隙,μm	喉道,μm
好	20～25	100±	可达10
较 好	15～20	50±	可达5
中 等	10～15	20～30±	可达2～3
差	<10	仅见粒间缝	不 见

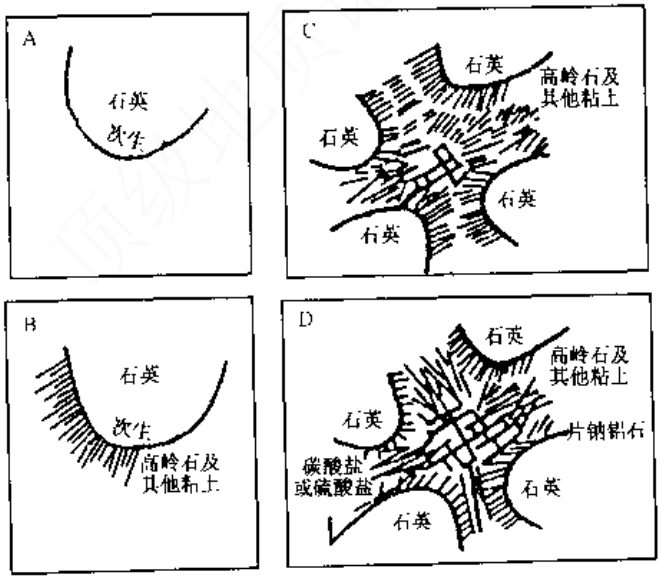


图 4—13 砂岩胶结物沉积顺序

⑤胶结及胶结顺序判断。由于成岩作用过程中各阶段孔隙水性质有差异,因此析出的自生胶结物有一定顺序,后期形成的胶结物可以交代前期胶结物,这在薄片及扫描电镜下均可以判断。

图 4—13 表示某区胶结物胶结顺序是:粘土灰尘线及石英次生加大→各类自生粘土矿物→碳酸盐类矿物→片钠铝石(局部)。

2. X 射线衍射仪

X 射线衍射方法被广泛地应用于结晶学及矿物学研究。在储层测试中使用多晶物质的 X 射线衍射,要求样品是微细的粉末状态或是微细晶粒的聚合物。

1)仪器原理及结构

(1)原理。

X射线衍射效应必须满足Bragg方程：$2d\sin\theta = n\lambda$。式中d为晶面间距($\times 10^{-1}$nm)，λ为X射线波长，θBragg角是衍射角2θ的½，是入射的X射线与晶面之间夹角，而衍射角则是入射的X射线的延长线与衍射线之间夹角。

只有在d、λ、θ同时满足Bragg方程式时，面网才能对X射线产生反射，即衍射。

Bragg方程求出矿物的晶面间距d，从而鉴定矿物。

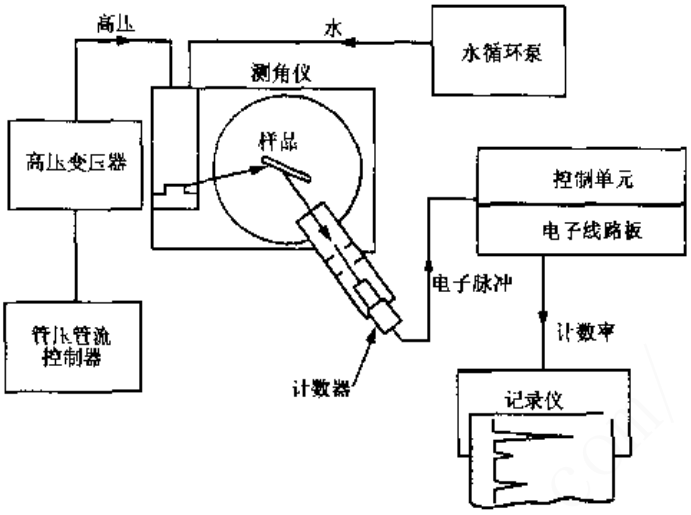


图4—14　X射线衍射仪的衍射系统

(2)仪器组成

X射线衍射仪由发生器(X光管)、测角仪、信号系统及微处理机等4大部分组成(见图4—14)。

2)制样方法及分析流程

(1)粘土分离。

X射线的分析方法主要侧重于粘土分离。一般来讲粘土分离包括采样、选样、称样、碎样、洗油、蒸馏水浸泡、湿磨、制备和提取悬浮液、离心沉淀烘干、研磨、称重和包装等步骤

(2)制样方法。

针对不同矿物，不同的分析目的以及样品量的多少采取不同方法。

①压片法：适用于全岩分析(见图4—15)。

②定向片法：样品板用玻璃载片，面积为25mm×27mm，样品量为40mg。

a.N片。把40mg粘土悬浮液均匀地铺在水平旋转的载玻片上。

b.EG片。对上机分析的N片进行乙二醇饱和处理，目的区分膨胀性矿物是否存在。

c.550℃片。对EG片进行550℃、2.5h加热处理，以鉴定绿泥石

d.HCl片。重新称样后用HCl处理，然后制成定向片，目的去掉绿泥石而鉴定高岭石。

③薄片法：直接用薄片做衍射分析，一般用于自生矿物鉴定。

3)X衍射谱图的内容(见图4—16)

(1)纵坐标：衍射强度，用I表示，单位为CPS。

(2)横坐标：衍射角，用2θ表示，单位为度(°)。

(3)峰顶标值：晶面间距，用d表示，单位为$\times 10^{-1}$nm。

d值是鉴定矿物的基本数据，例如绿泥石的$d(001)=14.26\times10^{-1}$nm，高岭石的$d(001)=7.20\times10^{-1}$nm，蒙皂石向绿泥石转化过程中，其$d(001)=17\times10^{-1}$nm将逐渐减小，直至$d(001)=14.26\times10^{-1}$nm为止。

(4)峰侧符号(hkl)：衍射指数。

(5)基线BL：图中的虚线

(6)背景B：基线与横坐标之间的距离，单位也是CPS。

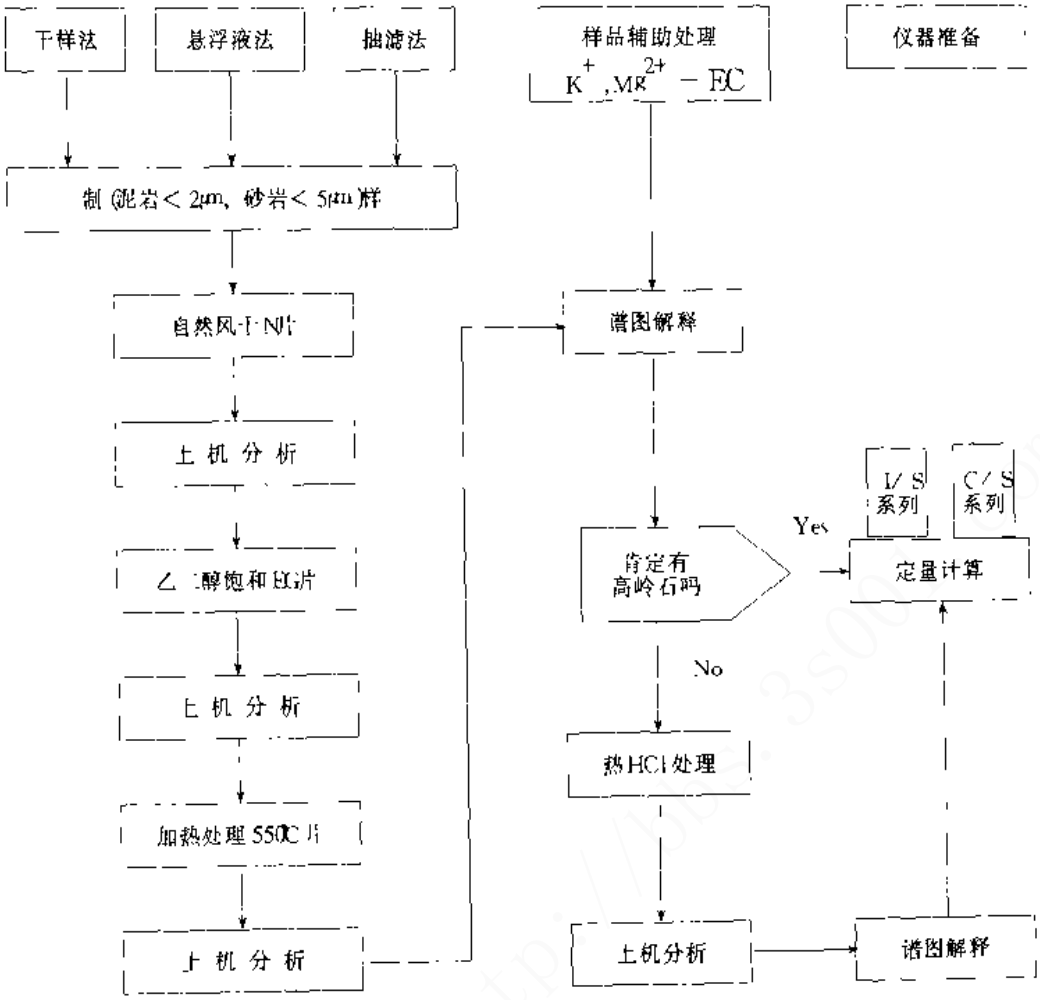


图 4—15　粘土矿物定量分析工艺流程框图

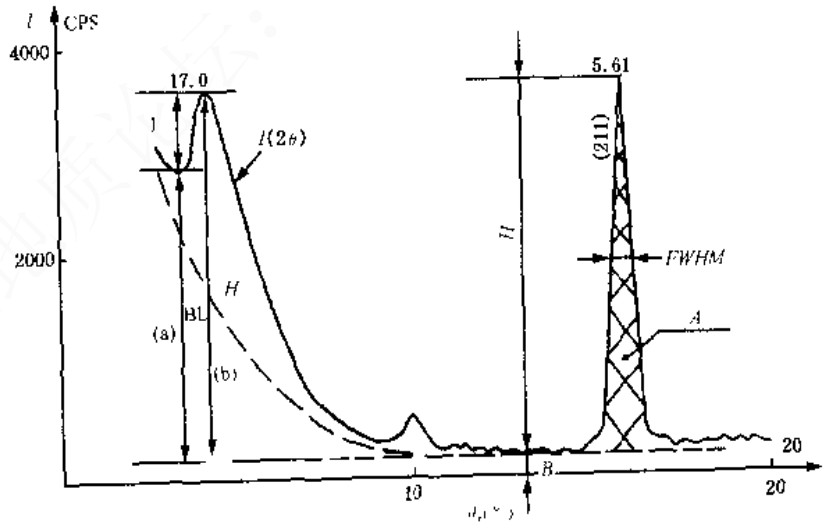


图 4—16　X 衍射谱图的基本内容

(7)半高宽 FWHM,单位为度(°);此值可以用来表示伊利石的结晶度;自生高岭石的半高宽均很小;碎屑高岭石的半高宽则较宽。

(8)衍射强度表示法:

①峰高 H,单位为 CPS,常用于定性分析中,也用于非粘土矿物定量分析中,对于一种矿物

的衍射峰，要换算成相对强度，峰高最大值强度为100，其余按比例换算。

②峰面积A：代表积分强度，单位是记数，也可以用有 mm^2 表示，粘土矿物定量分析中常用。

4）X衍射分析在沉积储层研究中应用

（1）粘土矿物定性与定量分析。

对伊利石/蒙皂石混层（I/S）系列。绿泥石/蒙皂石混层（C/S）系列、高岭石、多水高岭石、坡缕石、蛭石等X衍射鉴定见表4—15。

表4—15　粘土矿的X射线鉴定表

	矿物名称	N，10^{-1}nm	EG，10^{-1}nm	550℃，10^{-1}nm	HCl，10^{-1}nm	说明
第一类演变序列	端元矿物：二八面体蒙皂石（主要是蒙脱石）	$d(001)-15$ 无 $d(002)$ $d(003)=5$	$d(001)=17$ $d(001)-17/1$	$d(001)-9.6$	$d(002)=12.5$	(1) $d(001)$峰对称 (2)底面反射成整数比
	无序混层：I/S		17×10^{-1}nm随着S层减少，对称性变差			(1)当S%＞70%时，划入蒙皂石。 (2)底面反射不成整数比，是混层基本的衍射特征。
	有序混层：I/S		无 17×10^{-1} nm，主峰为 $(17-11.5)\times10^{-1}$ nm	-10	一般不起反应，但主峰 d 值均有所变化	
	ISSH超点阵		无 17×10^{-1} nm，主峰在 $(11.5-10)\times10^{-1}$nm			
	端元矿物：伊利石	$d(001)=10$ $d(001)-10/1$	$d(001)-10$ $d(001)=10/1$	$d(001)=10$ $d(001)=10/1$	$d(001)=10$ $d(001)-10/1$	底面反射成整数比
第二类演变序列	端元矿物：二八面体蒙皂石（主要是皂石）	$d(001)$ 15 $d(002)=7.5$ $d(003)-5$	$d(001)=17$ $d(001)-17/1$	$d(001)=9.6$	有些皂石与HCl会起反应，谱图消失	底面反射成整数比，有(002)反射(N)，
	无序混层：C/S		膨胀不到 17×10^{-1}nm	无 8×10^{-1}nm弱峰		当S%＞70%
	有序混层：C/S		出现峰肩，主峰膨胀不到 17×10^{-1}nm	有 8×10^{-1}nm		划入蒙皂石
	柯绿泥石（可出现也可以不出现）	$d(001)$ 29 $d(001)-29/1$	$d(001)-31$ $d(001)-31/1$	$d(001)=24$ $d(001)=24/1$		
	端元矿物：二八面体绿泥石	$d(001)-14.26$ $d(001)-14.26/1$	$d(001)=14.26$ $d(001)=14.26/1$	$d(001)$ 14 强度加强	含铁的绿泥石与HCl反应，谱图消失	底面反射成整数比
其他	高岭石	$d(001)=7.18$ $d(002)-3.59$	$d(001)=7.18$ $d(002)=3.59$	晶格破坏 谱图消失	$d(001)=7.18$ $d(002)=3.59$	
	累脱石	$d(001)-25$ $d(001)-25/1$	$d(001)=27$ $d(001)-27/1$	$d(001)=24$ $d(002)-12$	一般不起反应	底面反射成整数比

(2)混层比计算。

指蒙皂石在I/S及C/S中所含比例,用以划分发成岩阶段,估算地温,预测生储油层,判断生油门限等。

(3)全岩X射线定性及定量分析。

主要鉴定非粘土矿物:

①沸石类矿物,可用来确定沉积环境及古地温,见表4—16。

表4—16 地层中常见沸石矿物X射线鉴定表

序号	矿物名称	理想化学式	晶系	一条特征线 d(hkl)(I) 10^{-1}nm	对热处理的反应	备注
1	方沸石 (Analcime)	$Na\cdot AlSi_2O_6\cdot 2H_2O$	等轴	$d(211)=5.61(70)$ $d(400)=3.43(100)$ $d(332)=2.927(50)$	不同成因的方沸石的5.61×10^{-1}nm峰对热处理的反应不一样	
2	片沸石 (Heulandite)	$Ca\cdot AlSi_7O_{18}\cdot 6H_2O$	单斜	$d(020)=9$(强) $d(002)=7.97$(弱) $d(004)=3.98$(中)	经350℃—4h加温,发生相变,出现8.35×10^{-1}nm"B"相	
3	斜发沸石 (Clinoptilolite)	$Na\cdot AlSi_5O_{12}\cdot 4H_2O$	单斜	$d(020)=9$(强) $d(002)=7.97$(弱) $d(004)=3.98$(中)	经350℃—4h加温,不发生相变,但9×10^{-1}nm峰有不同程度的下降	
4	丝光沸石 (Mordenite)	$Na_2CaK_2\cdot Al_2Si_{10}\cdot 7H_2O$	斜方	$d(110)=13.6$(弱) $d(200)=9.08$(强) $d(150)=4.00$(强)	热稳定性最高,经450℃加温,d、I不变	
5	辉沸石 (Stilbite)	$CaAl_2Si_7O_{18}\cdot 7H_2O$	单斜	$d(001,020)=9.15$(强) $d(041)=4.07$(中) $d(T52,330)=3.04$(较弱)	经350℃—4h加温,9.15×10^{-1}nm峰消失,出现8.93×10^{-1}nm新相	
6	浊沸石 (Laumontite)	$Ca[Al_2Si_4O_{12}]_2\cdot 4H_2O$	单斜	$d(110)=9.48(100)$ $d(200)=6.86(40)$ $d(130,201)=4.163(30)$	经35℃—4h加温,发生分解反应,生成斜钙沸石和8.67×10^{-1}nm的新相	斜钙沸石:三条强线 5.58×10^{-1}nm 3.41×10^{-1}nm 2.90×10^{-1}nm
7	钠沸石 (Natrolite)	$Na_2\cdot Al_2Si_3O_{10}\cdot 2H_2O$	斜方	$d(220)=6.55(100)$ $d(351)=2.866(70)$ $d(531)=2.844(50)$	经550℃—2h加温,强度略降,但各对双峰仍分辨清楚	

②盐类矿物,常见的有石盐、石膏、硬石膏、钙芒硝、无水芒硝、重晶石等。

③碳酸盐类矿物鉴定。

④其他非粘土矿物还有黄铁矿、赤铁矿、石英、长石等。

3.阴极发光显微镜

1)原理及结构

(1)原理。

电子束轰击到样品上,激发样品中发光物质产生荧光(见图4—17),又称阴极发光。矿物产生阴极发光原因有两种:矿物含有能发光的杂质元素或微量元素(叫激活剂);矿物内有结构缺陷。

Zinkernagel的研究表明,各种石英颗粒的发光特征是在母岩形成过程中获得的,代表其岩石形成时的温度条件,三种不同发光类型正好反映了三种不同成因的石英(表4—17)。

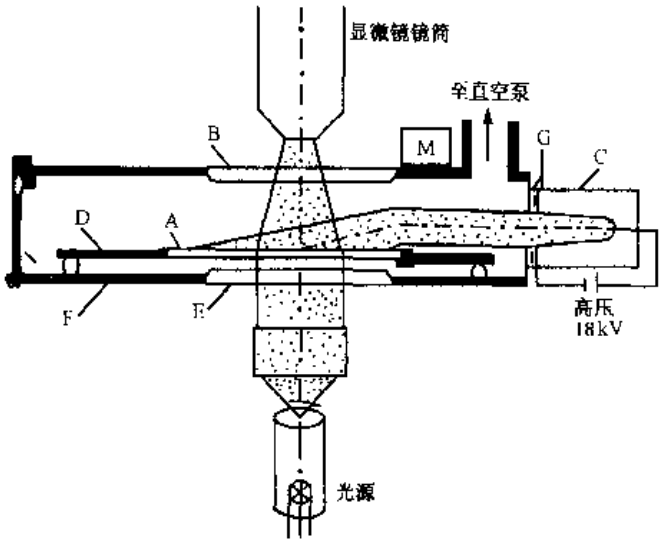


图 4—17　阴极发光显微镜横剖面示意图(Nuclide ELM—2B 型)

(据 D. J. Marshall, 1982)

A—薄片;B,E—观察孔;C—电子枪;D—带 X－Y 调节滑板的样品架;

F—真空室;G—准直阳极;M—磁偏转器

表 4—17　石英发光类型与岩石类型及温度之间的关系

发光类型	发光颜色	温度条件	产状		
Ⅰ	"紫"色(在蓝—紫和红—紫之间变化)	>573℃快速冷却	火山岩	深成岩	接触变质岩
Ⅱ	褐色	>573℃缓慢冷却	高级区域变质岩	a. 变质的火山岩 b. 变质的沉积岩	
		300℃～573℃	低级变质岩	a. 接触变质岩 b. 区域变质岩 c. 回火沉积岩 (自生石英)	
Ⅲ	不发光	<300℃	沉积岩中自生石英		

(据 Zinkernagel, U., 1978)。

矿物内的激活剂包括金属元素(Eu^{2+}、Sm^{2+}、Dy^{2+}、Tb^{3+}、Ea^{3+})以及过渡金属元素(Mn^{2+}、Fe^{3+}、Ca^{2+}、V^{3+}、Ti^{4+})。

与激光剂相对应能抑制矿物发光的物质叫猝灭剂,如 Co^{2+}、Ni^{2+}、Fe^{2+}、Ti^{2+} 等。

(2)结构。

阴极发光显微镜主要由光学显微镜、样品室、控制单元和真空系统分光光度计组成(见图 4—17)。

2)在储层研究中应用

(1)石英的发光特征见图 4—18、表 4—17。

(2)碳酸盐矿物发光特征,见表 4—18,还可以通过残余碳酸盐胶结物分布来判断次生孔隙。

(3)其他应用:

①碎屑石英原始状态及成岩变化观察,石英颗粒的压碎及愈合作用研究、推断成岩顺序。

②研究晶体生长环带及胶结物世代。

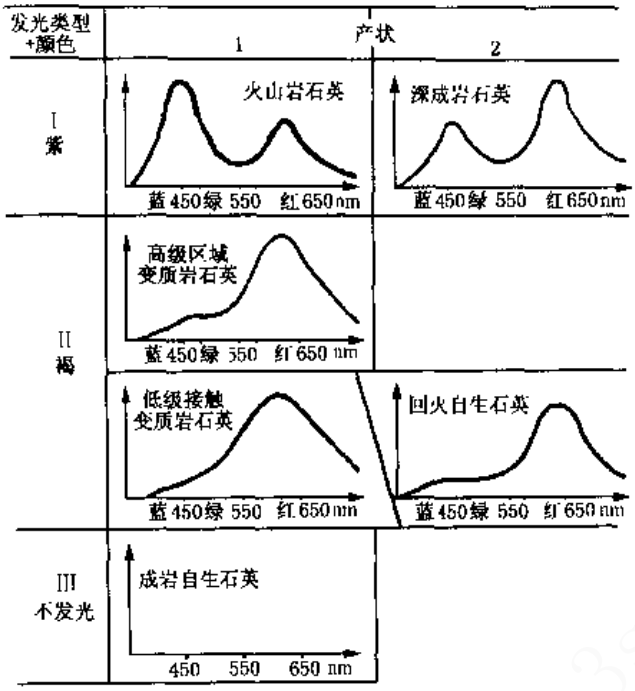


图 4—18 3种石英的发光光谱

(据 U.Zinkernagel,1978)

表 4—18 各类碳酸盐矿物的元素组成及其他特征

矿物	阴极发光颜色	薄片染色	X衍射	元素成分分析*(质量分数),%					
				$FeCO_3$	$MgCO_3$	$CaCO_3$	Ca/Mg	Fe/Mn	$MnCO_3$
方解石	橙黄—褐	红	3.035	0.06~0.1	0.4~0.5	99	165~195	0.6~1.4	0.07~0.09
含铁方解石	橙—褐	紫红	3.02	2.5~2.9	1.2	94	66	0.8~1.4	1.8~3
白云石	橙红、黄	不染色	2.82~2.888	0.05~1.2	3.95~54	51~58	0.9~1.26 般小于3.5	0.13~6.5	0~0.07
含铁白云石	褐—暗褐	淡蓝	2.895	3~11.8	34.6~43	5156	1~1.5	2.4~10.7	0.46~3.5
铁白云石	不发光	蓝	2.907~2.914	14~26	21~3065	54~57	1.5~2.2	13~93	0.1~1.9
高钙铁白云石	不发光	蓝		14~20	19~25.5	57.5~61.6	2~2.6	13~126	
菱镁矿				1.919	98.352	0.536			
菱铁矿				63.34	24.5	2.2			

* 电子探针。

③恢复原岩结构。

④对储层中微裂缝进行研究。

4、荧光显微镜

1)原理与结构

(1)原理。

荧光显微镜是以紫外光为光源,紫外光激发储油岩石中能够发光的烃类物质产生荧光。观察分析这些发光物质本身的变化及其与岩石结构、构造的相互关系,从而判断有机质类型、变质程度、有效储集空间、油气运移等一系列有关石油地质问题。

(2)荧光显微镜结构见图 4—19。

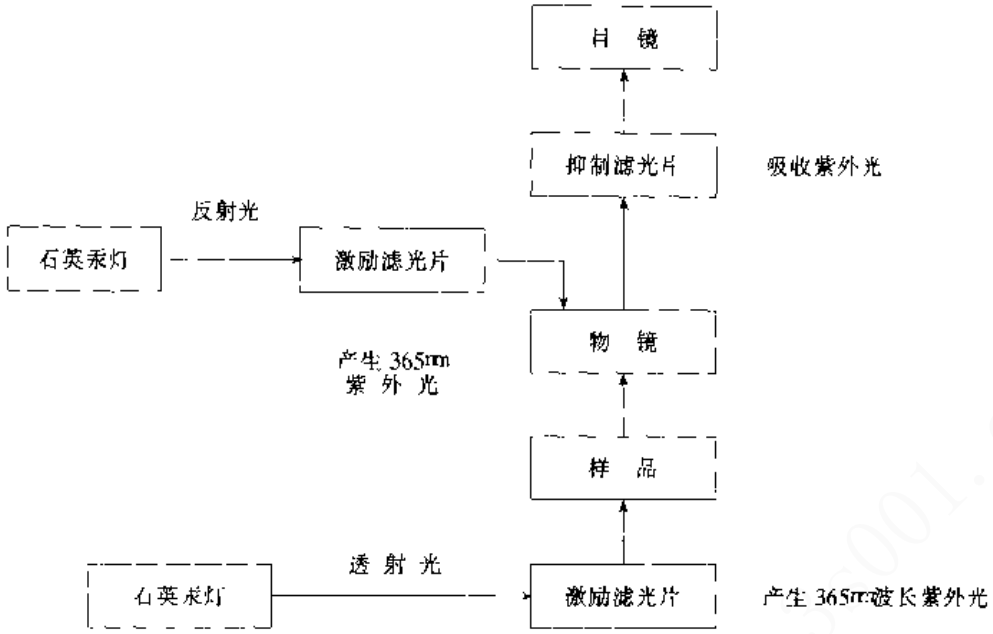


图 4—19 透射及入射光光路框图

目前还引入荧光图像处理系统,使荧光鉴定趋于定量化,荧光图像分析系统见图 4—20。

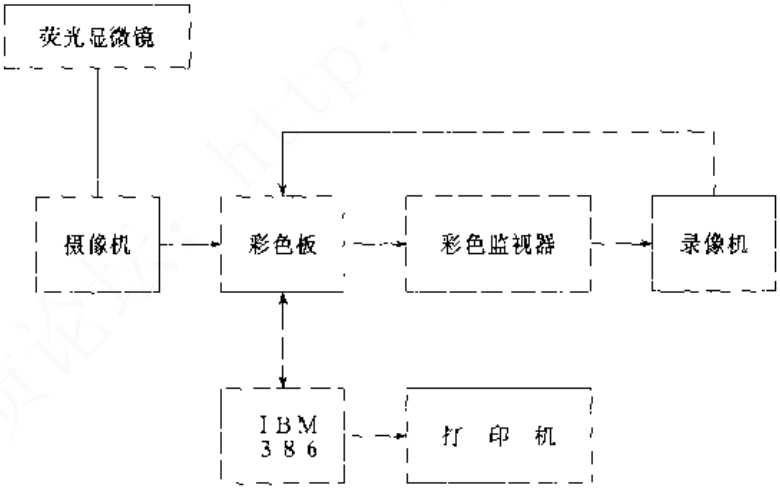


图 4—20 荧光彩色图像分析系统

2)荧光显微镜鉴定内容

(1)沥青发光颜色、波长定量与成分关系。

为解决这问题选用了标准油样,测定其发光颜色与波长关系,并确定属何种沥青,见表 4—19。

从表 4—19 可以看出油质沥青主颜色为黄、绿、蓝,其波长范围为 450～600nm,胶质沥青主色为橙色、褐橙色,沥青质沥青主色为褐色。

(2)发光强度定量。

发光强度主要反映岩石中油的含量,岩石中油的含量越高,则油的荧光发光强度也趋大,在荧光图像处理中,用亮度这个数值来定量表示沥青发光强度,见表 4—20。

表 4—19　沥青的发光颜色、波长与成分

沥青类型	发光颜色	波长，nm	组　成
油质沥青（饱和烃＋芳烃）	黄、黄白、淡黄白、绿黄、淡绿、黄绿、绿、蓝绿、蓝、淡蓝、蓝白、白	450～600	为烃类化合物，包括芳烃及部分饱和烃（具有支链）
胶质沥青（芳烃＋非烃）	以橙为主、褐橙、淡褐橙、淡黄褐	580～620	以芳烃为主，包括部分非烃
沥青质沥青（沥青质）	以褐为主，橙褐、黄褐	>620，部分为600～620	少量非烃及沥青质
碳质沥青	不发光（全黑）		

表 4—20　发光强度与沥青含量关系

发光强度	沥青大致含量	亮度（约）
极　高	最　高	>100
高	高	>70～100
中　亮	较　高	>50～70
中　暗	中　低	30～50
暗	低	<30
极　暗	极　低	

(3)含油范围定量：

①各种沥青含量（油质、胶质、沥青质）。

②含油面积比，此含油面积比在一定程度上反映了含油岩石中含油的范围，可近似代替孔隙含量，但该数值比孔隙含量高，因为还包括油浸染的范围。

(4)真假含油显示区别，见表 4—21。

表 4—21　真假含油显示对比

显示部位	假含油显示	真含油显示
岩样（岩屑岩心）边缘（表面）	由表向里浸染 钻井岩心及岩屑内部均不发光	表里一致，尤其不会发生岩屑周围发光现象。
裂　缝	岩样裂缝边缘部位发光，由边缘向内部浸染	由裂缝中心向基质浸染，较重质部分在缝内，向基质逐渐变轻
基质（胶结物）	晶隙不发荧光	晶隙发光，当油饱和时可呈均匀弥漫状

（据郭舜玲，1982）

(5)荧光显微镜对油水界面的判断及预示含油实效。

①油水界面判断。一般含油井段岩样发光显示好，所有孔隙均含油，缝合线、晶间孔隙、粒间孔隙、晶体解理受浸染发光极好；油水界面附近井段发光显示不均匀现象，基质发光差，部分孔隙发光；而含水样品其缝及岩石均不发光。从含油的纵向变化可以判断出油水界面。

②含油实效预示。通过荧光地质工作并充分了解该区及该井的地质情况，综合考虑有关资料，如岩心（岩屑）、钻井、气测、钻井液录井、井径、地球物理测井、现场荧光分析等资料，才能

作出是否含油的判断。

5. 包裹体测定

包裹体是矿物形成过程中被捕获的成矿介质，被称为成矿流体的样品。它相当完整地记录了矿物形成的条件和历史，是矿物最重要的标型特征。

1)包裹体的测定流程

矿物流体包体的测试技术方面，目前主要开展了偏光和荧光显微镜鉴定、显微冷热台测试、爆裂—色谱仪测试、多项联合装置测试等几个项目的研究，取得了包体流体的均一温度(T_h)、盐度(S)、酸碱度(pH)、氧化—还原势能(E_h)和包体(群体)有机组分、包体(单体)有机组分以及包体(群体)气体无机成分等多种参数。各项测试技术研究流程如图 4—21。

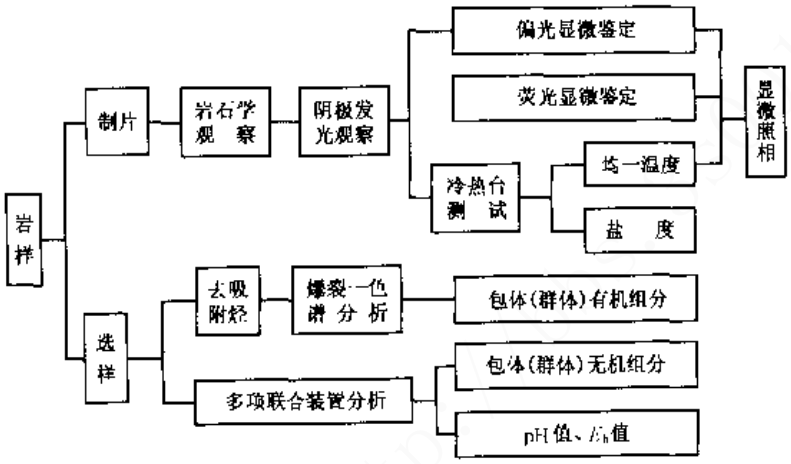


图 4—21 流体包体测试程序图(据刘鑫，1994)

2)包裹体的测定意义

包裹体研究：除用均一法及冷冻法测定包裹体流体的形成温度、压力及盐度、密度、pH、E_h值，还开展了包体成分测定、同位素组成，尤其是烃类(包括液体烃类)包体成分。除用包体集合体进行成分测定以外，还用激光拉曼光谱仪连接色谱、质谱仪对单个包体成分进行测定。流体包裹体记录了烃类流体和孔隙水的性质、组分、物化条件和地球动力等条件，对储集岩成岩矿物中流体包裹体进行类型、特征、丰度、组分等对比研究，了解盆地流体(烃类和水)的动力状态和相对时间，确定烃类运移的时间、深度和运移相态、方向和通道，可为储层的孔隙演化史、油气运移史、构造运动史的研究提供最直接、最可靠的地质信息资料。对储集岩中固体烃(固体沥青)的分析可以提供油气藏被改造、破坏的信息。

各类仪器分析见表 4—22。

三、选择性测试

1. 沉积环境研究——原子光谱分析

1)仪器原理

样品处在 2000～6000K 的温度下，原子受热能激发，其外层电子跃迁所产生的光谱统称为原子光谱。波长大约 10～3000nm 或更大，覆盖紫外—可见—红外三个光谱区。根据量子力学，原子光谱遵守下列规律：

$$\frac{1}{\lambda} = Z_2 R \propto \left(\frac{1}{n^2 J} \times \frac{1}{n^2 K}\right) \qquad (4—5)$$

表 4—22　各类仪器原理及在储层研究中的意义

序号	仪器名称	主要原理	样品制备	在储层研究中的意义
1	扫描电镜(SEM)	接受电子束轰击样品所产生的二次电子成像	洗油干燥上样镀金	储层成岩特征、孔隙特征
2	能谱仪(EDAX)	接受电子束轰击样品所产生的X射线能量进行检测	洗油干燥上样镀碳	自生矿物形态、成分研究
3	电子探针波谱仪(EPM)	接受电子束轰击样品所产生的X射线波长进行检测	洗油干燥上样镀碳	自生矿物形态、成分研究
4	X衍射仪(XRD)	X射线衍射角测定以求矿物晶面间距	粘土或矿物分离制定向片	粘土及其他矿物鉴定
5	阴极发光(CL)	接受电子束轰击样品所产生的阴极发光成像	制阴极发光片(0.05mm)	母岩性质、胶结特征、成岩史
6	荧光FL	紫外光轰击样品中含油物质产生荧光进行检测	制荧光片(0.05mm)	烃类成分、分布产状、含量
7	包裹体测定	使用显微冷热台测定包裹体温度及盐度，爆裂法破碎包体，收集包体内成分，测定成分	制包体片(0.08mm)	包体形成温度、盐度、有机包体成分以了解成岩温度、孔隙演化史及烃类运移史

式(4—5)中 Z 是原子系数，$R\infty$ 是里德伯常数，n^2J、n^2K 是对应于 J、K 能级的主量子数，并且 J 表示初态，K 表示末态，λ 是原子光谱波长。显然，每种元素的原子光谱都有自己的特征谱线。反之，当我们测知特征谱线后就可知道相应的元素名称，这是原子光谱分析的基本根据。

由式(4—5)可知，当 $nJ > nK$ 时，即电子从高能阶跃回低能阶时，式(4—5)取负号，原子将辐射光子产生原子发射光谱，当 $nJ < nK$ 时，即电子从低能阶跃升到高能阶时，将吸收能量而产生原子吸收谱。

此外，尚有原子荧光光谱，它是原子吸收到一定的光谱能量后在很短的时间内(约 10^{-8}s)部分电子从高能阶跃回低能阶所产生的二次辐射。可将它看作吸收一辐射的"过渡"状态(见图 4—22)。

2)微量元素在沉积环境及古盐度研究中的应用

(1)确定还原环境。

常用的微量元素指标为：还原指标(S^{2-})、三价及二价铁离子(Fe^{3+} HCl、Fe^{2+} HCl、Fe^{2+} FeS_2)以及 Fe^{2+}/Fe^{3+} 的比值和铁的还原系数($K = Fe^{2+}HCl \times 0.236 + Fe^{2+}FeS_2/Fe$)，我国陆相沉积地球化学相特征，见表 4—23。

(2)确定古盐度。

通过测量硼的含量来计算古盐度，古盐度与环境关系见表 4—24。

$$Y = 0.0977X - 7.043$$

式中　Y——古盐度(‰)；

　　X——硼含量。

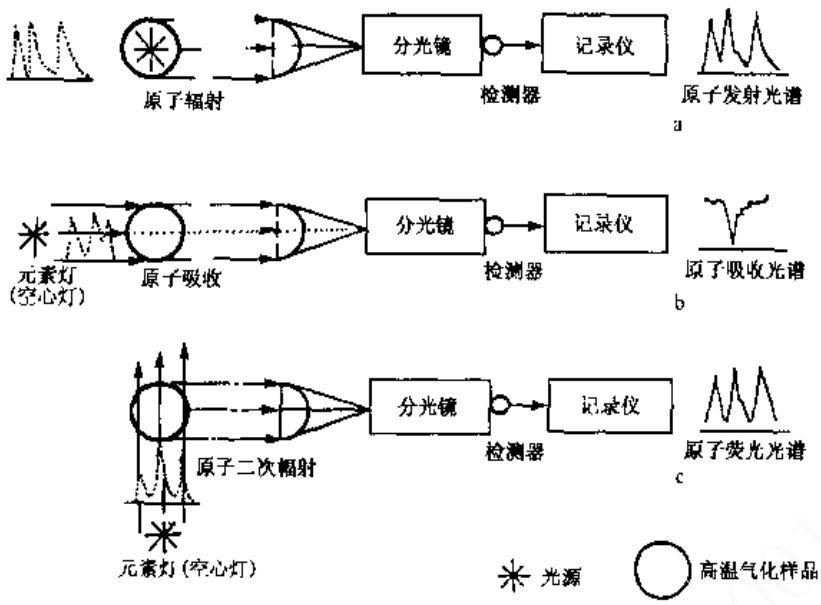


图 4—22　3 种原子光谱的产生和分析仪器原理图

表 4—23　我国陆相地球化学相分类

K 值	铁含量	相对总铁含量,%			矿物地球化学相
		Fe^{2+}HCl	Fe^{2+}HCl	Fe^{2+}FeS	
氧化相 0~0.2	强氧化相 0~0.05	>75	<25	0	赤铁矿相
	氧化亚相 0.05~0.12	50~75	25~50	0	菱铁矿—赤铁矿相
	弱氧化亚相 0.12~0.20	25~50	50~75	微量	赤铁矿—菱铁矿相
还原相 0.2~0.8	弱还原亚相 0.20~0.30	<12.5	>75	<12.5	菱铁矿相
	还原亚相 0.30~0.55	微量	50~75	25~50	黄铁矿—菱铁矿相
	强还原亚相 0.55~0.80	0	25~50	50~75	菱铁矿—黄铁矿相
硫化氢相>0.80		0	<25	>75	黄铁矿相

表 4—24　威尼斯盐度分类方案(1958)

类别			盐度,%		含氯度,%
淡水			0~0.05		<0.03
混盐水	少盐水	β	0.05~0.50	0.05~0.30	0.03~0.30
		α		0.30~0.50	
	中盐水	β	0.5~1.80	0.50~1.00	0.30~1.00
		α		1.00~1.80	
	多盐水		1.80~3.00		1.00~1.65
真盐水			3.00~4.00		1.65~2.20
超盐水			>4.00		>2.20

(3)确定沉积环境

通过不同微量元素含量综合判断沉积环境(表 4—25)。

表 4—25　不同沉积环境下微量元素及元素对的比值

元素比 / 区域 / 相态	B, mg/L		Ca, mg/L		Ba, mg/L	Sr, mg/L		Cl, mg/L	B/Ga
	北京院	成　地	北京院	刘宝珺	刘宝珺	北京院	刘宝珺	北京院	刘宝珺
海　相	>100	80~125	8=	18~30	600~1000	800~1000	700~800	<2000	4.5~5.0
海陆交互相	80~100	60~80	8~17		160~600	300~800	26~700	200~2000	3~4.5
陆　相	<80	30~60	>17	10~30	<160	100~300	126	<200	2~3

元素比 / 区域 / 相态	Sr/B	Sr/Ba	Sr/Ca	Th/U	Mn/Fe	Fe 黄铁矿/有机 C	氯度, ‰	古盐度, ‰
	北京院	刘宝珺	赵澄林	赵澄林	赵澄林	赵澄林		
海　相	<1	1~0.8	高	<2	高	0.2~2.0	19.4	35
海陆交互相	1~5	0.16~0.8	居　中	2~7 居中	居　中	0.06~0.2	0.3~16.5	0.5~30
陆　相	75	0.16	低	>7	低	0.03~0.06	<0.3	0~0.5

所以微量元素的测定在储集层沉积环境的研究中起着重要的作用。

2. 综合地化指标研究

在储集层研究中，用于成岩阶段划分、寻找次生孔隙的地球化学测试方法有五种，即孢粉颜色指数的测定、有机质中镜质组反射率的测定、岩石热解分析方法(用热解烃峰峰温(T_{max})研究生油岩的成熟度)、储油岩油气组分的定量分析方法、油气水及干酪根中有机酸的测定等。

1)孢粉化石颜色与镜质组反射率见表 4—26a

表 4—26a　孢粉化石颜色及色变指数与有机质成熟度及其他指标的关系

成岩作用阶段		有机质成熟阶段	油气生成主要阶段	镜质组反射率 R_o, %	孢粉颜色	
					颜　色	色变指数 SCI
早成岩	A	未成熟	生物成因甲　烷	<0.5	黄　色	<2.5
	B					
晚成岩	A	成　熟	石　油	0.5~1.3	桔黄—棕色	2.5~4.5
	B	高成熟	凝析油、湿气	1.3~2	暗棕—黑色	4.5~5
	C	过成熟	干　气	>2	黑　色	>5

2)热解烃峰顶温(T_{max})见表 4—26b

表 4—26b　我国生油岩的 T_{max}范围

成熟度指标		未成熟	生　油	凝析油	湿　气	干　气
镜质组反射率, %		<0.5	0.5~1.3	1.0~1.5	1.3~2	>2
热变指数 TAI		<2.5	2.5~4.5	4.5~5	4.5~5	>5
T_{max}, ℃	Ⅰ类	<437	437~460	450~465	460~490	>490
	Ⅱ类	<435	435~455	447~460	455~490	>490
	Ⅲ类	<432	432~460	445~470	460~505	>595

3)储油岩油气组分的定量分析方法

储油岩油气组分的定量分析方法是使用岩石热解仪的分析方法。此方法通过分析测定少量的(0.1g)石油钻井岩屑，可测定和区分储集层岩样所含的汽油、煤油、柴油、重油以及胶质沥青质热解烃，根据在不同温度下恒温热蒸发的原理，把岩样在不同温度下恒温以达到分离各种油气组分的目的。

把岩屑在不同温度下恒温并升温，热蒸发成气体的油组分以氮气或氢气作为载体，用气相色谱法加以分析鉴定，根据蒸发温度的差异，分别鉴定出天然气(S_0峰)，汽油馏分(S_1峰)、煤油和柴油馏分(S_2峰)、蜡和重油馏分(S_3峰)、胶质沥青热解烃(S_4峰)。以各峰的面积与标样比较就可以计算出每克(或每吨)岩样中所含的油气量(mg烃/g岩样或kg烃/t岩样)，并计算出各原油馏分的比值，以这些比值作为指数用以判断岩样中的原油性质。

(1)区分储油岩油气组分流程，见图4—23。

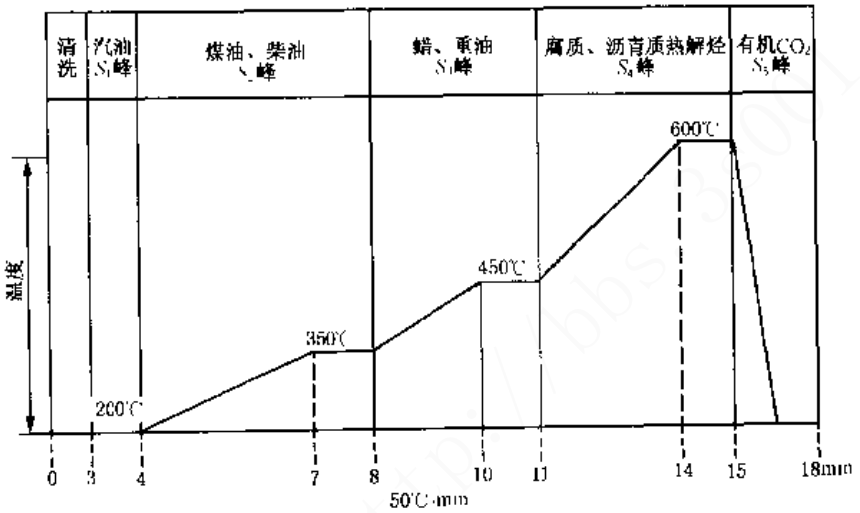


图4—23　区分储油岩油气组分流程

(2)指数判断岩屑含油等级。

冀东地区建立了用砂岩岩屑及岩心热解方法判断含油等级的指数。砂岩岩屑干样见表4—27。

表4—27　岩屑含油等级指数(以冀东油田为例)

岩石含油等级	含油砂岩	油浸砂岩	油斑砂岩	油迹砂岩
热解指数 S_1+S_2,mg/g	>5	2.5~5	1.2~2.5	0.3~1.2
岩屑含油特征	同岩心含油特征			

4)油田水及干酪根中有机酸测定

油田水及干酪根中的有机酸在埋藏成岩次生孔隙形成中有重要的作用。这些低碳酸(C_1~C_6)的单、双官能团羧酸(包括甲、乙、丙、丁、戊酸及甲二酸、乙二酸、丙二酸、丁二酸、戊二酸)能有效地络合矿物中的铝，形成易溶于水的有机盐，从而大大提高了铝硅酸盐及碳酸盐矿物的溶解度，导致孔隙度增加。因而有机酸高浓度带也就是次生孔隙发育带。

R.C.Surdam(1982)对次生孔隙形成曾作了系统的实验研究。研究结果表明，导致碳酸盐矿物，特别是硅酸盐矿物溶解的是孔隙水中的羧酸。

Carothers和Kharaba(1978)曾查明，在80~140℃的温度范围内，油田水中所含羧酸可达100~1000mg/L(图4—24)。

目前，测定有机酸的方法有离子色谱法、气相色谱法、液相色谱法、毛细管电泳法等多种

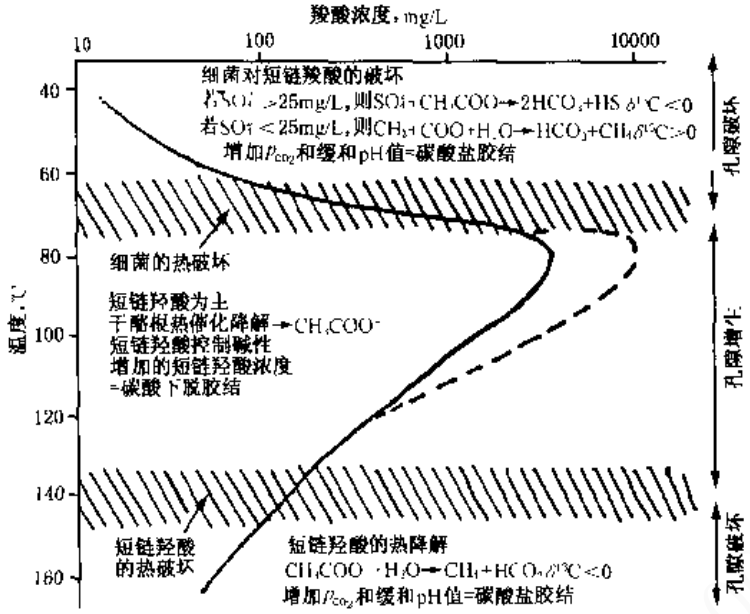


图 4—24　油田水中短链羧酸分布图

（据 Carothers 和 Kharaba，1978）

四、油气层保护的实验技术

1. 储集层敏感性及快速预测评价程序

石油与天然气储集层中普遍存在着粘土、碳酸盐等矿物，在油气勘探开发过程的各个施工环节——钻井、固井、完井、射孔、增产措施、修井作业中，储集层都会与外来流体以及它所携带的固体微粒接触。由于这些流体与储集层流体和储集层矿物不匹配而导致储集层渗流能力的下降，从而在不同程度上损害了储集层的注水能力或生产能力，甚至不能发现或产出油气。储集层对于各种类型地层损害的敏感性程度，即为储集层敏感性。

储集层的敏感性主要有以下几种类型：

(1)外来流体的盐度降低引起油气储集层中粘土矿物的水化、膨胀，因而缩小了储集层的孔隙喉道，这就是储集层的水敏性。

(2)微粒运移堵塞油气储集层的孔隙喉道，即储集层的速敏性。

(3)由于与储集层流体不配伍的流体侵入储集层、溶液温度变化、溶液压力变化、溶液蒸发(气井)等原因，使储集层原有的沉淀—溶解平衡被破坏，因而生成沥青、石蜡或无机沉淀，这就是储集层的结垢问题。结垢严重时，可造成储集层孔隙或裂缝、射孔孔眼、井筒或采油设备堵塞，损害油气产能。

(4)外来流体进入储集层，并与储集层矿物发生化学反应，如碱水驱中的碱溶或酸化作业中的酸溶，由于反应产物的沉淀以及胶结物被溶解产生的碎屑微粒堵塞孔喉，因而导致储集层渗透能力的下降。

(5)外来流体的侵入造成水饱和度增加，引起水堵，或者使油气储集层润湿性改变，降低油气的相渗透率，或形成高粘度的乳化液，堵塞油气储集层的流动通道。

为了保护油气储集层，充分发挥其潜力，有必要对储集层的各种敏感性进行研究和评价。

储集层敏感性研究是一项综合性的工作，既涉及室内实验，又涉及现场施工。它包括三个基本方面，即地层损害机理研究、敏感性的定量/半定量评价，以及储集层保护措施的研究。

为了满足勘探工作的特殊需要，在岩样较少的情况下，在较短的实验周期内，对储集层的

敏感性作出快速、定性的预测，快速预测评价程序见图 4—25。

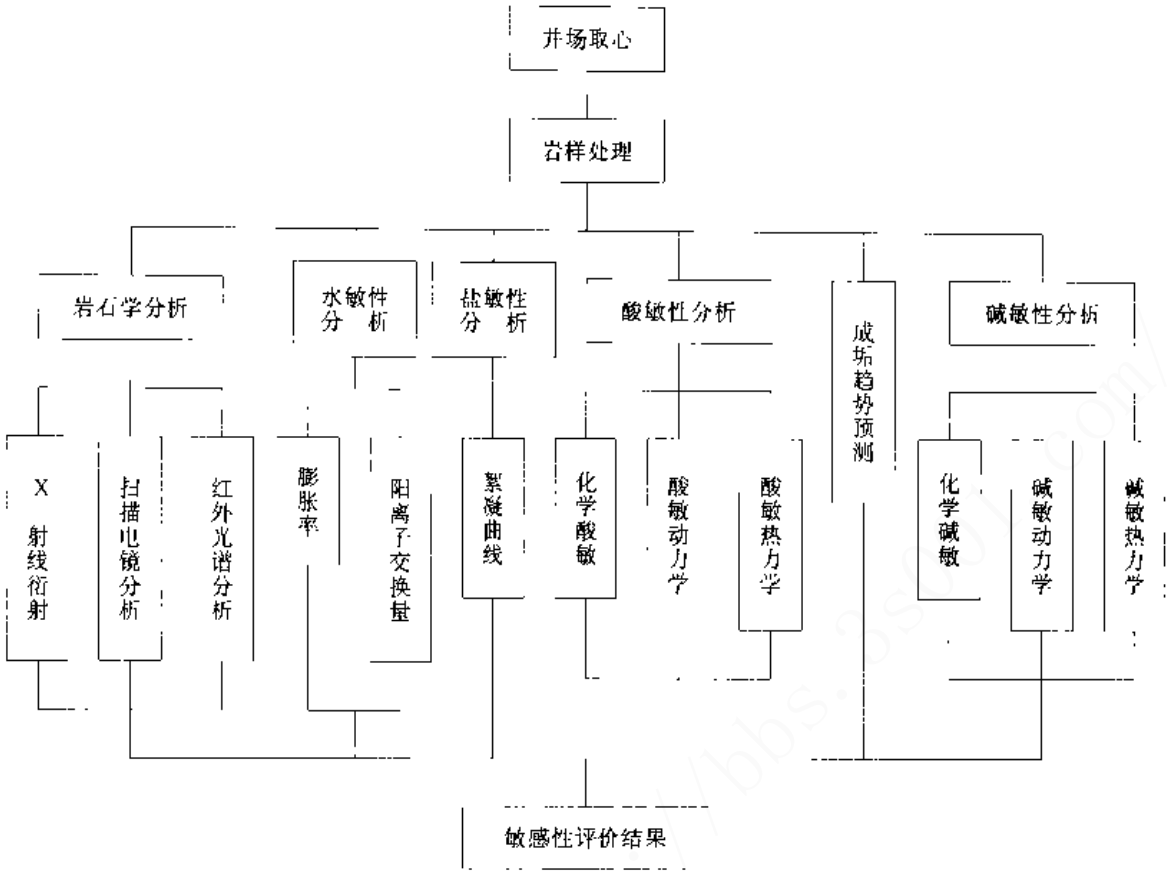


图 4—25　储集层敏感性预测研究程序

2. 各类敏感性预测

图 4—25 显示的是在不进行岩心驱替实验的条件下，预测储集层的水敏性、盐酸性、酸敏性等。

1)潜在的敏感性预测

通过岩石学分析结果，即可判断储集层中含有哪些敏感性矿物，从而预测潜在的敏感性。储集层中最典型的水敏性矿物为蒙皂石，或含蒙皂石的混层矿物；酸敏性矿物主要有绿泥石、方解石、蒙皂石、石膏以及所有含铁矿物；碱敏性矿物主要是易产生碱耗的白云石、高岭石、伊利石等；潜在的速敏性的判断比较复杂，通常需要根据扫描电镜确定地层微粒的矿物组成，并结合 X—射线衍射和红外光谱分析的结果评价速敏性

岩石物性对敏感性也有一定影响，当物性差时，将可能强化敏感性。

2)水敏性的预测

水敏性的预测是通过水敏性粘土矿物的含量、阳离子交换量和膨胀率三项静态实验数据进行的。

3)盐敏性的预测

盐度敏感性评价是各项评价实验中周期最长的，这是砂岩储集层敏感性评价的重要指标之一。采用絮凝实验法评价盐度敏感性评价。

4)酸敏性的预测

通过化学法酸敏性实验，即可以筛选酸化液配方，又可以根据残酸中各酸敏性离子的含量定性预测储集层可能的酸敏性。

5)成垢趋势预测

结垢预测通常采用传统的物理模拟和近年发展起来的数值模拟技术。

计算所需的参数主要为油田水组成、井口流体特性参数、储集层的矿物分析结果、油层的温度和压力等。

6)碱敏性的预测

通过碱敏化学分析实验,根据残碱中硅、铝等碱敏性离子的含量,即可定性地预测碱垢的可能组成及成垢的可能性。同时,通过所选碱配方及油田水配方与储集层岩石的膨胀率测定结果,可以判断所用碱液,使地层岩石水化膨胀的程度。

3.敏感性评价流程及指标

1)速敏性评价

(1)速敏性评价实验。

速敏性评价实验的目的在于了解储集层渗透率的变化与储集层中流体流动速度的关系,如储集层有速敏性则要找出其开始发生速敏的临界流速(v_c),并评价速敏性的程度。

速敏性评价实验应按照 0.10、0.25、0.50、0.75、1.00、1.50、2.00、3.00、4.00、5.00、6.00mL/min 的流量等级,依次测定渗透率。对于气体渗透率大于 0.500μm^2 的岩样,可以从 0.25mL/min 开始测定。当测出临界流速后,流量等级间隔可以加大。若一直未测出临界流速,应做到最大排量 600mL/min 为止。

(2)速敏性评价指标。

速敏性的强弱可由速敏性产生的渗透率伤害率(D_K)来评价,即:

$$D_K = \frac{K_{max} - K_{min}}{K_{max}} \tag{4—6}$$

损害程度的评价指标如下:

无	≤0.05
弱	0.06~0.30
中等偏弱	0.31~0.50
中等偏强	0.51~0.70
强	0.70

2)水敏性评价

水敏性评价包括岩心驱替和非岩心驱替(膨胀率测定、阳离子交换量测定)两类实验。

(1)非岩心驱替法评价水敏性。

测定岩石的膨胀率,可以定性判断储集层中是否含有膨胀性粘土,预测储集层岩石与外来流体接触后的水敏性程度。

阳离子交换能力是矿物的一种特性。有水存在时,晶层表面的补偿阳离子容易被溶液中存在的其他阳离子交换,不同的矿物其阳离子交换量也不相同。结合膨胀率测定结果,可以定性地预测岩石水敏性的可能程度

(2)驱替法评价水敏性。

水敏性评价实验的目的是了解这一膨胀、分散、运移的过程,以及最终使储集层渗透率下降的程度。

水敏性评价实验主要是测定三种不同盐度(初始盐度、盐度减半、盐度为零)的液体的渗透率。初始盐度的盐水通常为地层水,在无地层水资料的情况下用标准盐水代替。水敏性评价

实验中采用的驱替速度必须低于临界流速，此时产生的渗透率变化，才可以认为是仅由于粘土矿物水化膨胀引起的。

水敏性评价实验的主要实验步骤如下：

①用地层水或标准盐水测定渗透率(K_w或K_s)，流速应略小于临界流速；

②用10～15倍孔隙体积去地层水或次标准盐水驱替，调整实验流速以保持驱替压力不高于地层水或标准盐水驱替时的最高值；

③在次地层水或次标准盐水中浸泡24h以上；

④用次地层水或次标准盐水测定渗透率($K_{0.5w}$或$K_{0.5s}$)；

⑤用10～15倍孔隙体积去离子水驱替，调整实验流速，使驱替压力略低于地层水或标准水驱替时的最高压力；

⑥在去离子水中浸泡40h以上；

⑦测定去离子水的渗透率(K_w^*)；

⑧在不中断流动的状态下，立即以同样的流速作反向流动，并继续测定去离子水的反向渗透率。其目的是为了观察和判断岩样中由于微粒运移产生的渗透率波动。

在中—低渗透率范围内，驱替法和非驱替法得出的结果基本上是一致的方法评价水敏性的结果比较。

(3)水敏性评价指标。

非驱替法评价水敏性的指标见表4—28，其中的参数T仅作参考。

表4—28　水敏性分析的指标

水敏性程度	T,%	H,%	CEC,m. e./(100g)
弱	0～10	0～3	0～1.4
中等	10～20	3～10	1.4～4
强	大于20	大于10	大于4

注：H为膨胀率，CEC为阳离子交换量，T为水敏性粘土总量。

驱替法评价水敏性采用水敏指数(I_w)，其定义如下：

$$I_w=\frac{K_L-K_w^*}{K_L} \tag{4—7}$$

式中K_L通常为等效液体渗透率、标准盐水渗透率或地层水渗透率，单位$10^{-3}\mu m^2$。

参照美国Marathon石油公司对水敏性强度的分级标准，将水敏性强度与水敏指数的对应关系定义如下：

无水敏	$I_w\leqslant 0.05$
弱水敏	$0.05<I_w\leqslant 0.30$
中等偏弱水敏	$0.30<I_w\leqslant 0.50$
中等偏强水敏	$0.50<I_w\leqslant 0.70$
强水敏	$0.70\leqslant I_w<0.90$
极强水敏	$I_w\geqslant 0.90$

(4)防膨剂研究。

防膨剂是一类在水中少量加入即可明显抑制或解除粘土矿物水敏性的化学剂，其主要化

学分类为：无机盐、无机聚合物、有机聚合物等。目前，在国内外应用最广、使用效果较好的主要是有机阳离子聚合物中的聚季胺盐。

现场进行防膨处理之前，应首先进行室内的筛选实验，其研究程序为：

①采用化学研究方法筛选出最佳的防膨剂；

②优选防膨剂最佳浓度；

③选择合适的添加剂；

④采用上述实验所得防膨剂最佳配方进行动吸附研究，考察防膨处理的最佳关井时间；

⑤通过岩心驱替实验评价防膨效果；

⑥应用计算机数值模拟技术，计算现场使用防膨剂的最佳注入量(段塞尺寸)；

⑦现场实际应用。

3)盐敏性评价

(1)絮凝法盐敏性实验程序。

①已洗油洗盐的岩样(或其他固体试样)，经研磨后过180目筛，于80℃下烘干；

②按0.3g/100mL的固液比配制试液，摇匀后放置水化24h；

③将试液充分摇动后，以蒸馏水作参比液，在500nm波长下连续测定60min内的透光率值；

④用积分法或称重法求絮凝值I(%)：

$$I=\left[\int_0^{60}T(t)\mathrm{d}t\right]/60 \tag{4—8}$$

⑤绘制絮凝曲线。

(2)盐敏性评价指标。

为了便于各油田及同一油田中井层之间进行比较，通常在实验中采用一种高盐度、无结垢倾向的盐水作为标准盐水，其配方为：

$$NaCl:CaCl_2:MgCl_2\cdot 6H_2O=7:0.6:0.4(\text{质量比}) \tag{4—9}$$

盐敏性的程度采用临界絮凝浓度(F_c)或临界盐度(S_c)及水敏指数来评价，通常使用标准盐水(复盐)进行实验，评价指标为：

无盐敏	$F_c\leqslant 0.05$
弱盐敏	$0.05<F_c\leqslant 1000$
中等偏弱盐敏	$1000<F_c\leqslant 2500$
中等盐敏	$2500\leqslant F_c\leqslant 5000$
中等偏强盐敏	$5000<F_c<10000$
强盐敏	$10000\leqslant F_c<30000$
极强盐敏	$F_c\geqslant 30000$

使用NaCl盐水(单盐)进行实验时，评价盐敏性的指标(临界盐度)应适当增大。

4)酸敏性评价

(1)酸敏性评价程序。

酸敏性评价实验的目的是检验岩样与盐酸、氢氟酸等接触后的反应产物对储集层渗透能力的影响。

①化学法酸敏性评价。

a.选择酸化用酸的种类。

将岩样按所选固液比置于15%HCl中，在60℃下反应1h，测定岩样的溶失率(失重百分数)及残酸中酸敏性离子的浓度。

b.选择最佳酸浓度

如选择盐酸酸化，应作盐酸浓度与其溶失率的关系曲线，找出酸化效果最好(溶失率高)且用酸量较少的盐酸浓度。

如选择土酸酸化，须测定一系列不同浓度土酸的溶失率。

c.酸敏动力学与酸敏热力学研究。

实验中分别改变反应时间、反应温度等条件，测定岩样的溶失率、残酸中酸敏性离子的种类及含量等。主要的酸敏性离子为K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Al^{3+}和Si^{4+}，根据酸敏性离子随反应条件的变化，分析产生二次沉淀的可能性以及沉淀的类型。

②驱替法酸敏性评价。

驱替法酸敏性评价实验采用确定的酸配方进行，比较岩样在酸处理前后渗透率的变化情况，测定驱替过程中pH值及流出液中酸敏性离子浓度的变化，判断岩样酸处理后的损害程度等。

a.盐酸的酸敏性评价

a)岩样用地层水(或标准盐水)饱和，浸泡20～40h，并在低于临界流速的条件下测定地层水(或标准盐水)渗透率K_f(或K_s)；

b)反向注入1～2倍孔隙体积15%HCl，关井反应1h左右；

c)正向驱替地层水(或标准盐水)，不断记录岩样两端压差，测定流出液的pH值及酸敏性离子的浓度，以及酸处理后地层水(或标准盐水)的渗透率K_{fa}，直至pH值和压差均不再变化时为止。

b.土酸的酸敏性评价。

土酸的酸敏性评价与盐酸的酸敏性方法基本相同，只是将酸液改为2倍孔隙体积15%HCl前置液，0.5～1倍孔隙体积12%HCl+3%HF即可。

(2)酸敏性评价指标。

①化学法酸敏性评价。

通过测定1.5g岩样在10mL15%HCl中的溶解度(R_w)来选择酸化用酸：

$R_w \geqslant 20\%$　　普通盐酸酸化(15%HCl)

$R_w < 20\%$　　土酸酸化或浓盐酸(20%～37%HCl)酸化

通常选择溶失率大于20%、小于30%时的土酸浓度作为土酸酸化的最佳浓度。

酸敏性的预测比较复杂，目前只能根据酸溶实验中残酸中的酸敏性离子含量的变化定性预测其酸敏性。

②驱替法酸敏性评价。

选择长度等于或大于5cm、直径2.5cm的岩样，注入1倍孔隙体积15%HCl或先用2倍孔隙体积15%HCl预处理，然后注0.5～1倍孔隙体积12%HCl+3%HF，反应时间为1～2h，定义酸敏指数(I_a)如下：

$$I_a=\frac{K_i-K_{fa}}{K_i} \tag{4—10}$$

式中　K_i——酸化前用标准盐水(或地层水)测定的岩样渗透率K_s(或K_f)；

K_{ia}——酸化后用标准盐水(或地层水)测定的岩样渗透率 K_{fa}(或 K_{sw})。

酸敏指数与酸敏性的关系如下：

无酸敏	$I_a \leqslant 0.05$
弱酸敏	$0.05 < I_a \leqslant 0.30$
中等酸敏	$0.30 \leqslant I_a \leqslant 0.70$
强酸敏	$I_a > 0.70$

5)水垢研究

油田水结垢预测：评价和预测油田水结垢的方法一般有两种，即室内实验方法和数值模拟技术。

室内实验主要用来评价两种不相容水混合后的结垢情况，有静态和动态两类实验方法。静态法是将两种水于一定的温度和压力条件下在容器内混合，观察混合后的沉淀情况。静态法可以判别两种水的配伍性以及混合后可能产生的水垢类型。动态法是在模拟现场条件(如温度、压力等)的情况下，将两种水连续注入岩心夹持器或毛细管等反应器中，以研究不相容水在岩心孔隙或毛细管道内混合后的结垢情况，并能通过渗透率的变化判断水垢造成的堵塞程度。室内实验的优点在于能直观地观察和研究结垢情况，但要想全面考察对结垢有影响的各种因素，则需进行大量实验，且实验过程比较复杂，实验成本较高。

随着结垢机理研究的深入，特别是近年来计算机技术的广泛应用，使油田水结垢预测技术不断完善。目前，通过建立完善的结垢预测化学模型，采用数值模拟技术预测油田水结垢趋势的方法已比较广泛地应用于油田。有些“结垢预测软件”不仅理论基础可靠，而且以大量的室内实验和现场试验为依据，能处理油田生产中各种类型的结垢问题。采用数值模拟技术可在短时间内建立起各种条件的实验模型，给出结垢趋势和结垢量。不仅大大缩短了室内实验寻找最可能形成水垢的综合条件的过程，还可逐一突出各种控制因素的影响。由于数值模拟技术处理问题速度快、成本较低，并可同时考察多种控制因素，近年来已得到国内外有关研究人员的高度重视。另外，当室内实验方法与数值模拟技术结合使用时，其优越性将更加显著。

6)碱敏性研究

碱敏性是指具有碱性(pH>7)的油田工作液进入储集层后，与储集层岩石或储集层流体接触，并使储集层渗流能力下降的现象。

碱敏性评价程序：碱敏性评价实验是近两年才在国内外开展起来的，其评价方法还在摸索之中。目前比较常用的方法为：

(1)碱水膨胀率测定：由此评价已知碱配方使地层岩石产生水化膨胀的程度，其操作方法及评价指标参见水敏性评价的有关章节。

(2)化学碱敏实验：其实验操作方法与化学法酸敏性实验基本相同。

(3)流动碱敏实验：以一定浓度(通常大于1%)的NaCl盐水作为标准盐水，依次测定碱度递增的碱水(NaCl/NaOH)的渗透率，最后为一定浓度(通常大于1%)的NaOH溶液。一个系列通常由五个以上的碱水组成。根据NaOH溶液的渗透率与标准盐水渗透率的比值，评价其碱敏性，评价指标参见水敏性评价指标。

(4)模拟碱驱的碱敏实验：在室温或油层温度，模拟现场碱驱作业程序进行岩心实验，其实验步骤为：

①注入一定浓度的NaCl溶液(模拟NaCl预冲洗)，并测定其渗透率 K_1；

②采用现场碱驱配方进行碱水驱替，通常需注入 30～50 倍孔隙体积，测定岩心渗透率 K_{sb}；

③用一定浓度的 NaCl 溶液测定岩心渗透率 K_s^*。

根据 K_{sb}及 K_s^*/K_s的数值评价其碱敏性。

4.应用实例

1)冀东油田水敏性研究

主要为储集层敏感性评价中水敏性研究、酸敏性研究和结垢预测。

(1)水敏性评价。

扫描电镜分析表明：冀东油田的储集层中存在着很多粒表桥状蒙皂石，粘土分析泥质总量为 4%～23%，膨胀率为 5%～27%，CEC 值为 2%～16%，故储集层存在潜在的水敏性。

室内驱替实验的结果表明：除个别井层外，储集层的水敏性均在中等到强之间，这与地层中存在水敏性的蒙皂石及含蒙皂石的混层矿物有关。

另外，我们还对冀东油田现场采用的或拟采用的注入水进行了注水敏感性评价，水源为注水站回注污水、地面河水及海水。结果表明：河水由于盐度较低，使注水层段产生中等—中等偏强的水敏性，而且是不可逆的。

冀东油田水敏性评价及现场调查的主要结论为：

①在注入清水的条件下，粘土膨胀可引起中等—强的水敏性；

②水化膨胀主要发生在井筒及附近地层很有限的区域，一旦清水进入地层内部将由于与地层水的混合使温度升高；

③水化膨胀主要发生在开始注清水的 40d 左右，此后，即使注入再多的清水，水化膨胀基本上不会对水井吸水能力产生影响；

④如果要对注清水的井进行防膨处理，只需要防膨剂对井筒及附近区域进行预冲洗，而不必冲洗整个注水层段，即可达到防膨效果。

(2)防膨效果研究。

不同类型防膨剂与冀东油田柳 90 井 Es_3^5 地层岩样的膨胀率测定结果表明：PTA(有机阳离子聚合物)的防膨效果最好。对于 1%PTA 当携带液盐度达到 0.05%时，其防膨效果明显提高，已使水敏性由中等—强降到弱。

(3)现场防膨效果调查。

1991～1992 年，冀东油田采油厂对多口注水井进行了注水前的防膨剂预处理。经过防膨剂预处理的多口井的注水指示曲线表明：粘土矿物的水敏性明显地受到了抑制，注水四个月至一年后，吸水指数基本无变化。

2)吐哈丘陵油田酸敏性研究

(1)酸敏性评价

岩类学分析的结果表明：陵 4 井三间房组地层的黄铁矿含量高达 5%，绿泥石含量达 2.6%，出现酸敏性的可能性较大。其次，方解石的存在可能会在土酸酸化时产生 CaF_2 沉淀，因而降低渗透率。

从酸溶分析结果得出：盐酸的溶失率仅为 4%，故应采用土酸酸化。

岩样的流动酸敏分析实验结果表明：盐酸(15%HCl)、土酸(12%HCl+3%HF)酸化后的岩样渗透率分别下降了 76.2%和 66.6%，产生了中等至强的酸敏性。由电镜照片可看出：在孔隙内充填有碳酸盐、硅酸盐颗粒，HF 与之接触会产生 CaF_2 沉淀。电镜及能谱图表明孔隙

内有黄铁矿团块，遇酸后将释放出一定量的铁，形成 $Fe(OH)_3$ 沉淀。

建议采用加有酸敏抑制剂的土酸配方进行酸化作业。

(2)酸敏抑制剂研究。

我们对络合剂氨三乙酸(NTA)和还原剂盐酸羟胺($HONH_3Cl$)进行了稳定铁离子的性能及抑制酸敏性的效果研究。

对两组岩样进行了加 NTA 酸和不加 NTA 酸的分段酸敏流动实验。结果表明：酸化液中加入 NTA 酸的岩样，经几次注酸岩样的渗透能力都未受损害，渗透率呈上升趋势。而未加 NTA 酸的岩样，由于酸敏性的影响，最终造成渗透率损失约 70%。因此，在分段酸化的条件下，NTA 酸抑制了酸敏性。

另外，还对两组岩样进行了加还原剂和不加还原剂的酸敏流动实验。实验结果表明：酸化液中无盐酸羟胺的岩样，经土酸酸化后，渗透率损失了约 70%。而酸化液中有盐酸羟胺的岩样经土酸酸化后，渗透率只损失了约 30%。说明盐酸羟胺还原效果较好。由于还原剂只选择地对 Fe^{3+} 起抑制作用，对其他沉淀或酸化后引起的颗粒运移等没有抑制作用，所以渗透率仍有一定的损失。

(3)酸敏抑制剂研究结论。

①丘陵油田三间房组地层存在着较强的酸敏性；

②无论是化学实验还是岩心驱替实验，还原剂 $HONH_3Cl$ 抑制铁沉淀的效果均比较明显；

③NTA 酸在化学实验中抑制铁沉淀的效果较好，在岩心驱替实验中，分段酸化时效果较好，而常规酸化程序中其效果不够稳定。

因此，络合剂 NTA 酸和还原剂 $HONH_3Cl$ 对丘陵油田三间房组地层酸化后形成的 $Fe(OH)_3$ 沉淀有一定的抑制作用，且抑制铁的沉淀应优先考虑使用还原剂 $HONH_3Cl$。

第三节　成岩作用研究的新动向

成岩作用主要指在埋藏条件下进行的包括使沉积物在沉积后发生的物理作用和化学作用及生物化学作用，直至变质作用以前的一系列作用，或称为埋藏成岩作用。它不包括风化作用和变质作用。成岩作用阶段的温度范围为 0～200℃，压力为 0～10Pa。

成岩作用对储集层的物性和产能影响很大，可以说储集层的物性和产能是沉积和成岩作用的最终结果。只有既了解一个地区砂岩储集层的沉积条件、沉积环境对储集层的规模、分布和性质的影响，又掌握该地区储集层所经历的成岩作用类型和程度，才有可能深入正确地认识储集层的性质(质量)，了解其分布规律，用以指导油气勘探和开发的生产实践活动。

以往研究成岩作用主要着重二个方面：(1)各种成岩作用及成岩标志；(2)成岩阶段划分。

常见的成岩作用分为两类：(1)建设性成岩作用，有助于改善储集层储集性能的成岩作用，以溶解作用为主；(2)破坏储集性能的成岩作用，包括压实作用(含压溶作用)、胶结作用、交代作用、蚀变作用和重结晶作用等。研究各种成岩作用的成岩标志可以为原生和次生孔隙判断、各种自生矿物识别和分布以及成岩阶段划分提供基础资料。

成岩阶段划分主要考虑五方面依据：(1)自生矿物组合、分布、演变及其形成顺序；(2)有机质热成熟度指标(孢粉颜色、最高热解温度、镜质体反射率、油田水与于酪根中低碳有机酸类型与含量；(3)粘土矿物及混层粘土矿物的转化；(4)岩石的结构构造特点及孔隙类型；(5)古温度、流体包裹体温度及自生矿物形成温度。常规的成岩作用研究方法主要是在纵向上进行成

岩阶段划分，确定次生孔隙发育带，为有利孔隙带确定提供依据。

随着储集层研究的深入对成岩作用也提出了更新更高的要求，有利孔隙带的发育需要有平面的概念，要确定有利孔隙发育区，需要与沉积相的研究紧密配合，因而成岩作用的研究也经历着从点→线→面→更深入研究，形成了成岩作用研究的新动向，它们包括以下六个方面：(1)成岩相；(2)成岩层序地层学；(3)成岩作用对油气藏的控制及成岩圈闭；(4)成岩—成藏模式；(5)成岩的物理模拟；(6)成岩演化数值模拟。

一、成岩相

1.成岩相划分

成岩相是反映各种成岩事件的相对强度、沉积岩成岩环境与成岩产物的综合表现。储集层中普遍存在的成岩相有：

1)压实固结成岩相

形成于杂基支撑结构的砂砾岩中，由于粘土杂基含量高(>15%)，机械压实作用强，使原生孔隙大大降低，其孔隙度低于10%，且多为微孔隙，喉道细，因此渗透率低，多小于$0.1\times10^{-3}\mu m^2$，为致密储集层，属于这种结构的碎屑岩胶结物含量很低，碎屑颗粒漂浮于杂基中，是在粘土杂基中的微孔隙或灰泥杂基重结晶形成的微细孔隙。

压实固结成岩相常出现在湖底扇相主沟道和辫状沟道浊积岩微相砂体中，由于孔隙度、渗透率低，对形成油藏可能是无效的，但对形成凝析油或气藏还是有效的。

2)强压实压溶成岩相

这种成岩相指粒间孔隙体积不大于4%、杂基含量不大于3%、颗粒以凹凸和缝合接触为主的成岩类型。其成岩作用类型主要是压实—压溶作用，而胶结、交代和溶解作用较弱，特别是溶解作用很微弱，较少见溶解孔隙。石英次生加大发育，但加大边不规则，压溶定向较明显，长石也有明亮的不规则加大边，另外绿泥石含量往往也高，可达3%～4%，反映处于晚成岩B阶段。碳酸盐胶结物含量低，以铁白云岩为主，镜下出现铁白云石交代石英。

强压实压溶成岩相常常出现在湖底扇相中扇亚相辫状沟道微相或扇三角洲相前缘亚相和三角洲相河口沙坝微相砂岩、砂砾岩体中。

3)碳酸盐胶结成岩相

可以分为早期碳酸盐胶结成岩相和晚期碳酸盐胶结成岩相。

(1)早期碳酸盐胶结成岩相。

属于这种成岩相的砂砾岩的碳酸盐胶结物含量高，呈简单充填孔隙式胶结，少量嵌晶式胶结，胶结物主要为方解石、含铁方解石等，代表早期胶结而晚期未发生明显溶蚀的储集层类型，本质上属于致密储集层。

这种成岩相常分布于湖底扇相中扇亚相辫状沟道微相颗粒支撑砂岩、砂砾岩中或三角洲相前缘亚相分流河口坝微相净砂岩中。

(2)晚期碳酸盐胶结成岩相.

属于这种成岩相的砂岩，其碳酸盐胶结物含量也较高，主要为铁白云石和铁方解石，代表早期溶蚀、晚期又被充填交代或早期沉淀晚期重结晶的胶结类型。铁白云石晶形较自形，交代颗粒强烈，可穿过颗粒的接触界线，当铁白云石含量高时，碎屑颗粒漂浮于其胶结物中，呈嵌晶状或非嵌晶状胶结。

具这种成岩相的砂岩，其孔隙度小于5%，渗透率小于$1\times10^{-3}\mu m^2$，为强致密储集层，常分布于湖底扇相中扇亚相辫状河道微相或扇三角洲相前缘亚相颗粒支撑的砂岩体中。

4)粘土矿物胶结成岩相

主要是伊利石、高岭石等自生粘土矿物胶结，分布于粒表，或充填孔隙，使物性变差，在自生粘土矿物晶间多发育部分微孔隙、超微孔隙。

这种成岩相常分布于湖底扇相外扇亚相或扇三角洲相前缘亚相杂基支撑的砂岩体中。还有分布在漫湖亚相砂泥混合坪泥质粉砂岩中。

5)石英次生加大成岩相(或硅质胶结成岩相)

这类成岩相主要出现于较为纯净的石英质砂岩中，石英次生加大最多可达5%～10%，加大边较规则，有时自形加大边与铁白云石接触时，两者的边界平直，说明属于同期成岩产物。石英加大成岩相砂岩的物性较差，$\phi=8\%\sim14\%$，$K=1\times10^{-3}\sim16\times10^{-3}\mu m^2$，主要分布在湖底扇中扇亚相辫状沟道微相、(扇)三角洲前缘亚相和滨浅湖滩坝亚相中。

6)不稳定组分溶蚀—溶解成岩相

主要是由于不稳定组分如长石、岩屑及碳酸盐矿物等发生溶解产生次生孔隙，在偏光显微镜、阴极发光和扫描电镜下，可见到长石被溶蚀成蜂窝状、残骸状，形成贴粒缝、粒内溶孔及超大粒溶孔等，也可见到方解石及岩屑的溶解残余结构等。这些溶解作用形成的次生孔隙连通性好，孔隙度有时可高达25%，渗透率达$500\times10^{-3}\mu m^2$。如果早期溶蚀带中的次生孔隙未被充填时，可形成高渗及中渗储集层；晚期溶蚀的次生孔隙如果又被铁白云石或铁方解石充填，或被石英加大充填，可使得早期溶蚀孔隙有所缩小，甚至部分被堵塞，形成中孔低渗或低孔低渗储集层。

不稳定组分溶蚀成岩相有时出现在湖底扇相中扇亚相辫状沟道微相、沟道重力流相、扇三角洲相水下分流河道微相、漫湖亚相沙坪、混合坪等具递变层理、平行层理或块状层理的中、细砂岩中，这类成岩相砂体可作为油气的有利储集层。

以上六种成岩相中对储集层最有利的是不稳定组分溶蚀—溶解成岩相。见图4—26。

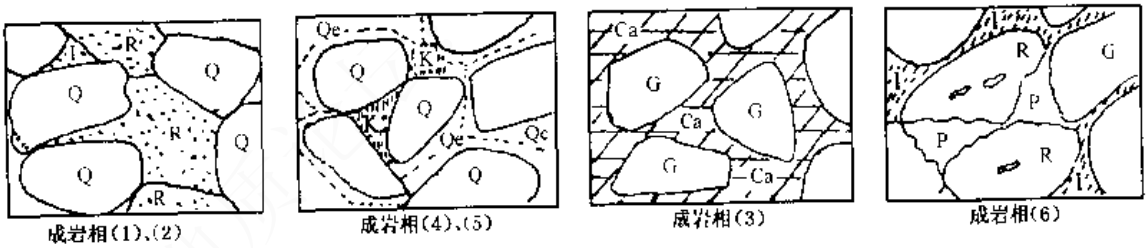


图4—26　成岩相划分示意图

Q—石英；Qe—石英次生加大；R—岩屑；G—颗粒；K—高岭石；P—孔隙；Ca—碳酸盐胶结物；I—填隙物

储层中个别存在的成岩相有：

(1)黄铁矿胶结—溶解成岩相。

黄铁矿在砂岩中作为主要胶结物，其含量最多可高达18%，分布在碎屑颗粒周围，呈衬边状胶结或充填粒间孔隙。砂岩中这类成岩相常与溶解作用伴生，孔渗性一般$\phi<14\%$，$K<12\times10^{-3}\mu m^2$，主要出现在湖底扇中扇亚相辫状沟道微相、深水沟道浊积岩相点坝微相、漫湖亚相砂泥混合坪微相和(扇)三角洲前缘亚相砂体中。

(2)沥青充填成岩相。

这种成岩相是指砂岩、砂砾岩的孔缝中充填了沥青质，孔渗性降低，形成低渗储集层。它的出现表示油气进入砂岩、砂砾岩孔隙后又经历了较深的成岩作用，石油在高温下热裂解成沥青和天然气；也可由于地层抬升遭受大气淡水淋滤，石油被氧化成沥青。

(3)石膏、硬石膏胶结成岩相。

具这类成岩相的砂岩其硬石膏胶结物的含量最高可达25%,分布不均匀,呈斑块状,局部构成嵌晶式胶结。硬石膏胶结物堵塞孔隙和喉道,增加了储集层含油的非均质性,使储集层的孔渗性变差($\phi<6\%$,$K<0.1\times10^{-3}\mu m^2$),这种成岩相主要出现在三角洲前缘亚相、湖底扇中扇亚相无沟道部分和漫湖亚相砂泥混合坪微相中。

(4)破裂裂缝成岩相。

由于受多期构造应力的作用,在砾岩储集层中(主要为白云岩质砾石)形成许多微裂缝,部分经后期溶蚀作用而扩大,而大部分则被泥质、方解石和白云石等充填。它在砾岩体中是很重要的一种成岩相,尤其在砾岩体顶部多为裂缝发育段,较大程度上改善了砾岩体储集层的储集性能。

个别存在的成岩相对储集层储集性能的改善均有利。

2. 成岩相带展布及意义

纵向上成岩相带的确定可以通过不稳定组分溶蚀—溶解成岩相带的存在来确定有利的次生孔隙发育带。

而在平面上将对储集层有利的沉积相带与对储集层有利的成岩相带相结合,来预测有利储集区。

1)陕甘宁盆地中部气田下二叠系储集层成岩相展布

(1)陕甘宁盆地中部气田下二叠系储集层成岩相共分四种,与成岩相划分均可以对应。

①强烈压实成岩相(成岩相A)——相当于成岩相(1)、(2)。

本区压实作用普遍强烈,接触关系以凹凸接触为主,这主要是由于岩石中软岩屑含量高及煤系地层水抑制了早期胶结作用。

②石英次生加大及高岭石充填成岩相(成岩相B)——对应于成岩相(4)、(5)。

该成岩相通常存在于石英及石英岩岩屑含量较高的储集层中,石英次生加大普遍Ⅲ级,加大边厚,并伴有高岭石、石英的发育,高岭石及石英加大边几乎完全充填粒间孔隙,其储集类型主要有高岭石晶间微孔和少量残余原生粒间孔隙,是本区产层的主要成岩相。

③晚期碳酸盐胶结交代成岩相(成岩相C)——对应于成岩相(5)。

这类成岩相在研究区的下二叠统储集层中少见,纵向上分布的厚度也较小。该成岩相的储集层通常孔隙度及渗透率很低,形成致密储集层。

④颗粒及杂基溶解成岩相(成岩相D)——对应成岩相(6)。

该成岩相在本区下二叠统储集层中主要分布在陕173井区及陕165井区(如陕147井)。通常是粒间粘土矿物、火山岩岩屑的溶解,并有石英颗粒的溶蚀。孔隙类型以粒间溶蚀孔为主,也有溶蚀铸模孔,在镜下观察常呈带状分布,连通性好,但分布局限。

综合上述四种成岩相,成岩相B、D次生孔隙发育,为有利成岩相;成岩相A、C为致密储集层,是不利成岩相。

(2)成岩相的平面分布。

盒7段以强烈压实成岩相(成岩相A)为主;

盒8段在盆地东北靠近物源的地区以强烈压实成岩相(成岩相A)为主,而西部、南部地区则以石英及高岭石胶结成岩相(成岩相B)、颗粒及杂基溶解成岩相(成岩相D)为主(图4—25)。

山1段样品集中在北部地区,其成岩相主要是强烈压实成岩相(成岩相A)。

山2段样品也集中于东北部地区,其成岩相以石英及高岭石胶结成岩相(成岩相B)为主

(图 4—26)。由于本区石英含量由东北向西、向南增加,从理论上推测,向西、向南其成岩相也应以石英加大及高岭石充填成岩相为主。

2)沾化凹陷成岩相带展布(图 4—27～图 4—33)

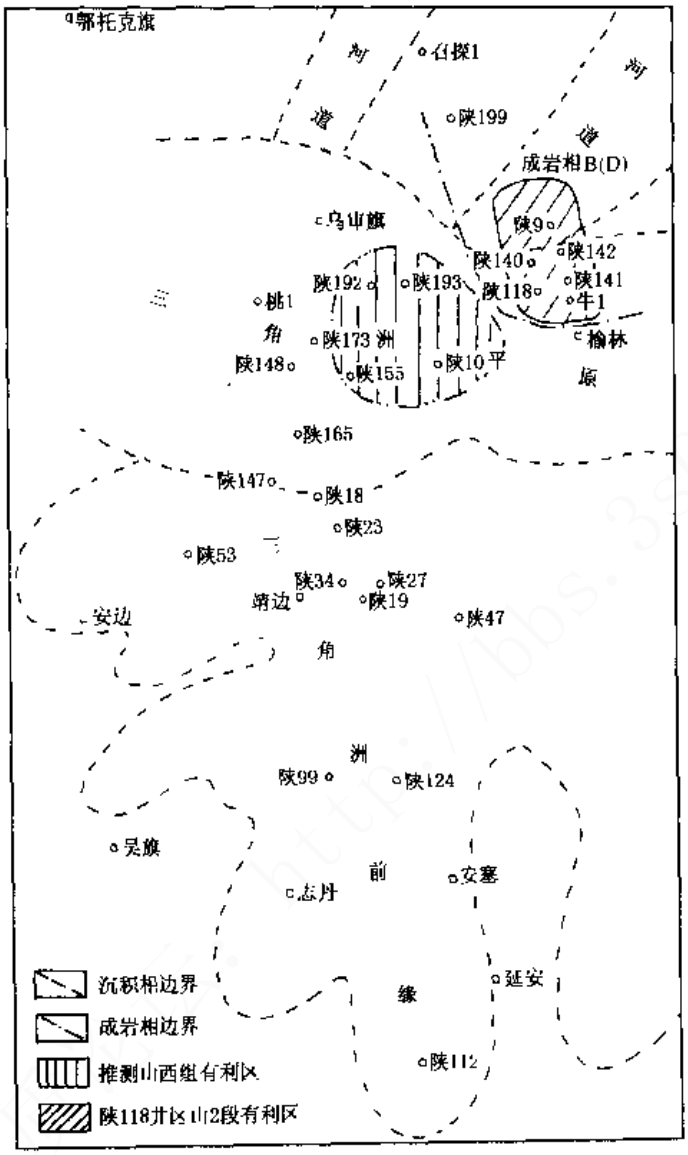


图 4—27 陕甘宁盆地中部气田山西组山 2 段
储集层成岩相及油气有利区预测图

由于盆地基底所处的构造部位、湖底深度、砂体类型及其距断裂带远近等的差异,不同井区在相同深度上的成岩环境也常表现出明显的差异,因此凹陷内同一深度上的成岩相也不尽相同,大体上是按湖底扇、扇三角洲等砂体分布。

(1)碳酸盐胶结成岩相具南北分异之势。

方解石胶结亚相多见于渤南洼陷义 115—渤深 4 湖底扇相区,铁方解石和铁白云石以北部沿陡岸槽型湖底扇亚相区为多。①微晶方解石胶结成岩亚相主要分布于新渤深 1 井区的 3500m 左右;粒状亮晶方解石胶结亚相多见于井深 4000～4800m 间。②铁方解石和铁白云石亚相于区内分布较广,尤其是义 115 和桩 31 井沙三段湖底扇砂体中最为发育。

(2)石英次生加大成岩相发育差但分布广。

该成岩相在区内各井区的部分砂质岩类有见,但一般都不超过Ⅰ级。相比之下桩 31 井较

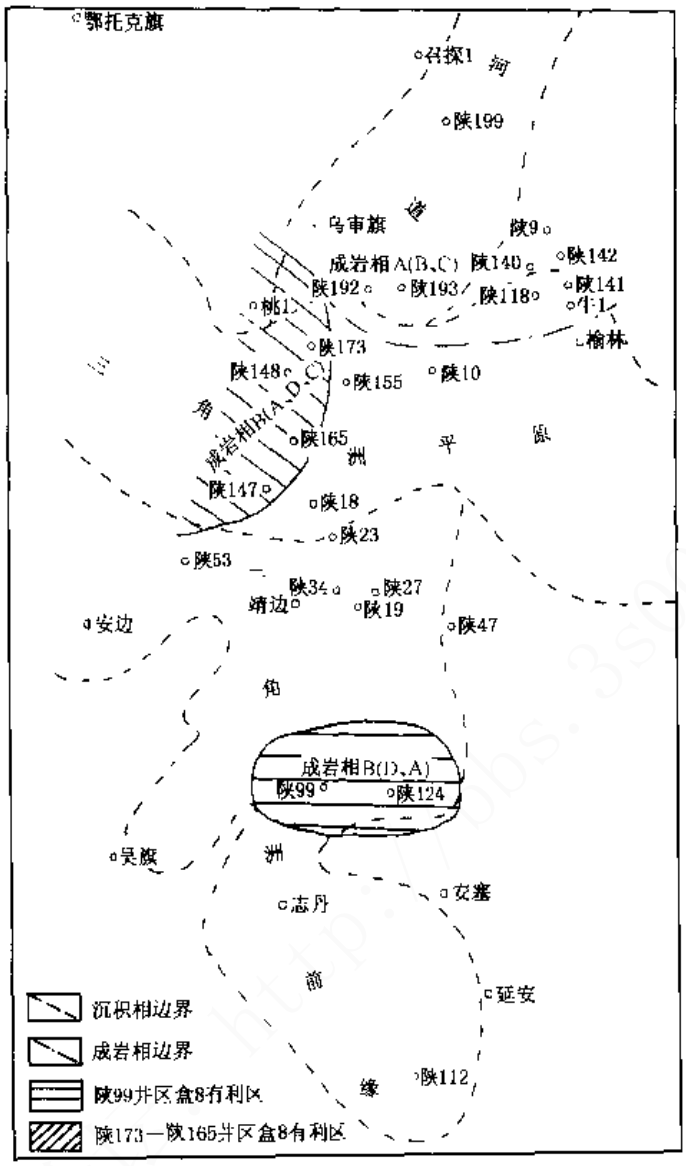


图 4—28　陕甘宁盆地中部气田盒 8 段储集层
成岩相及油气有利区预测图

其他各井要好一些。

(3)粘土矿物胶结交代成岩相发育好、分布广。

各井区的各类砂体均不同程度地发育该成岩相，新渤深 1 井和桩深 1 井大致在井深 3500～3700m 间还见有绿泥石胶结成岩亚相。

(4)石膏、硬石膏胶结成岩相发育好并成东西分隔。

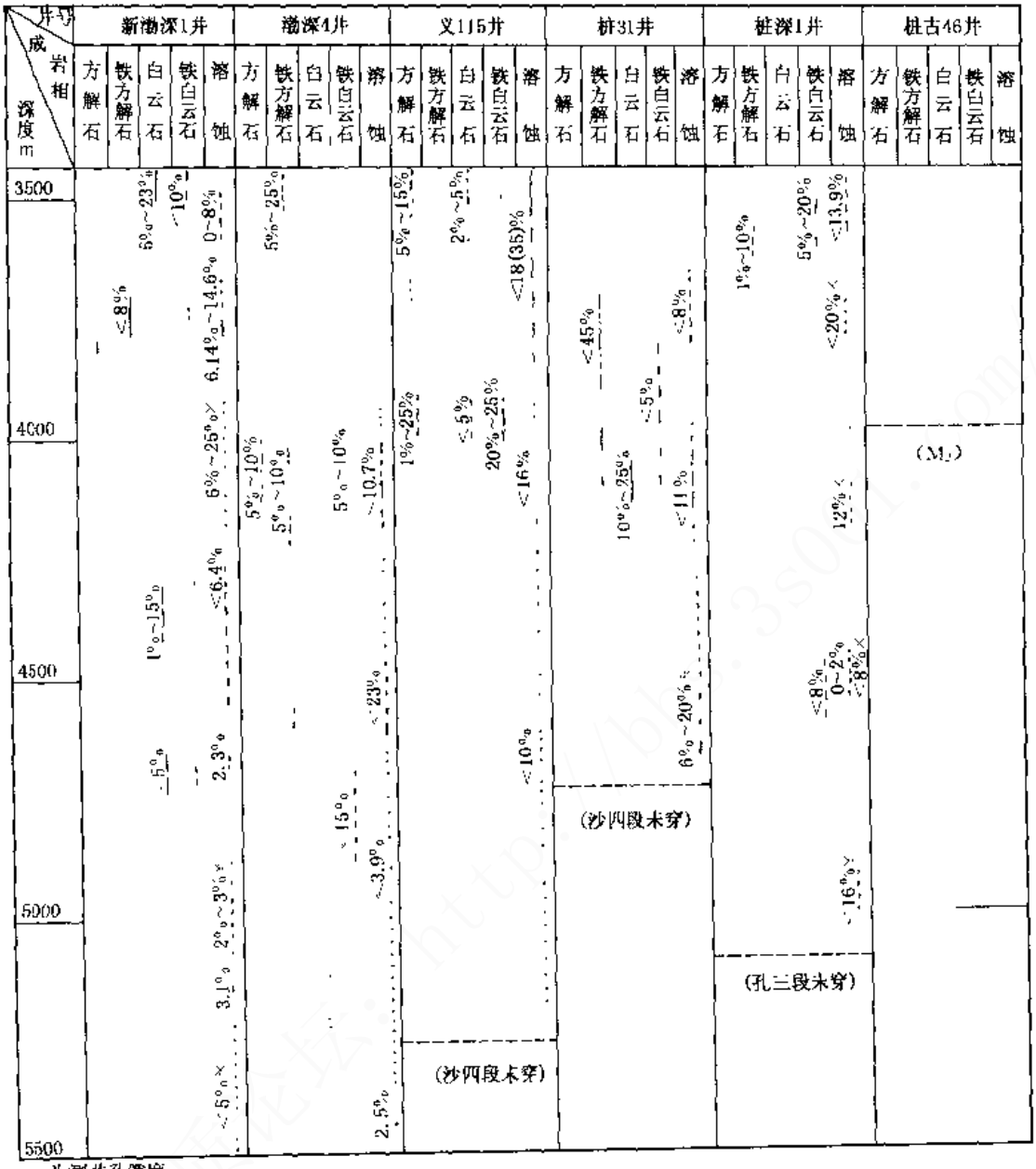
西部分布范围大于东部，基本在新渤深 1—渤深 4—义 115 等几口井形成的向西北开口的“椭圆”形圈内。东部硫酸盐成岩相则分布于以桩深 1 井为中心的北东向小椭圆区内。

(5)黄铁矿胶结—溶解成岩相以桩 31 井区最发育。

该成岩相在区内的分布也较广泛，但发育程度差别较大，一般都小于 1%，仅桩 31—义 115 井一带发育较好，特别是桩 31 井最好。

(6)溶蚀成岩相分布广、发育程度各异。

除桩古 46 井区外，其他各井都有不同程度的发育，尤其是义 115—渤深 4 井区的沙三中亚段上部湖底扇砂体中的溶蚀成岩相最发育，实测孔隙度可达 25.5%。



·:为测井孔隙度

图 4—29　沾化凹陷深层成岩相纵向分布图

二、成岩层序地层学

成岩层序地层学的研究目的是通过沉积层序及成岩作用分析，并将两者有机结合，在区域上揭示岩性、沉积相、成岩作用、层序及与储集层的关系。成岩层序地层学研究包括如下几个方面：(1)层序地层学研究。通过露头资料和盆内钻井资料进行层序分析，划分出超层序、层序和体系域；(2)成岩作用研究。通过薄片分析、阴极发光、扫描电镜、同位素等多种分析方法，分析各种成岩事件，揭示成岩序列，划分成岩相及成岩阶段等，并结合岩石学研究，揭示成岩作用对岩性的控制或影响；(3)岩石学研究。分析所研究的露头、钻井等地区的岩石类型、特征及分布规律，揭示控制岩性变化的主要因素；(4)沉积相研究。运用岩性资料、古生物资料、电性及地震资料、同位素及有机元素资料等进行沉积相分析，结合层序分析，揭示层序与相带分布间的关系；(5)储层分析。分析储集层的岩性、特征及类型，结合层序分析、成岩作用研究、岩石学及沉积相研究，揭示储集层分布的层段或区域位置。

成岩层序地层学流程图见图 4—34。

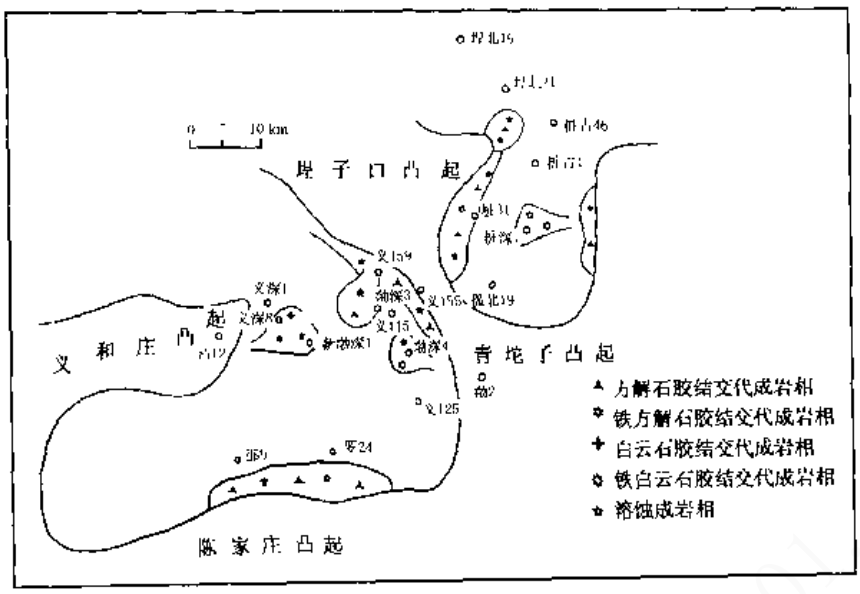


图 4—30 沾化凹陷孔店—沙四下成岩相图

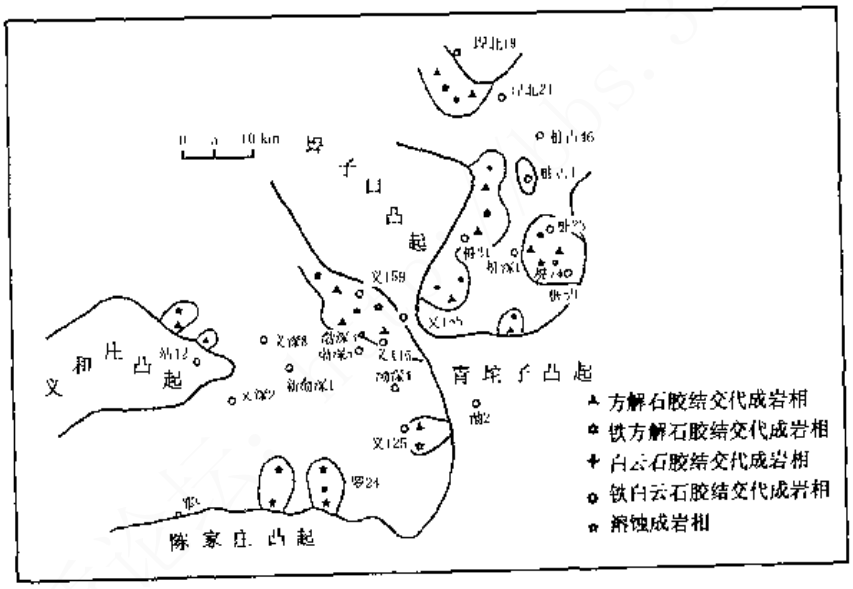


图 4—31 沾化凹陷沙四上成岩相图

1、临清洼陷:堂古 5 井奥陶系成岩层序地层学

以临清洼陷堂邑构造堂古 5 井奥陶系为例(图 4—35),对渤海湾盆地奥陶系成岩层序地层学研究作简要说明。

(1)层序分析。划分出两个超层序和七个层序。在每个层序中进一步划分出水进体系域和高水位体系域。

(2)沉积相分析。通过沉积相分析在该井识别出云坪、膏云坪、浅滩、局限海及开阔海等相带,其中云坪、膏云坪多分布于水进体系域,而浅滩和局限海主要分布在高水位体系域中。

(3)岩石学及成岩作用研究。研究结果表明粉晶白云岩、微晶白云岩和膏溶角砾岩主要分布于水进体系域中,主要发生准同生白云化作用、回流渗透白云化作用、准同生岩溶作用等。细晶及中晶白云岩主要分布于高水位体系域中,以混合白云化作用为主。

(4)可把储集层分为三类。第一类为受不整合面控制的风化壳储集层,为全区域分布的;第二类为区域性分布的粉晶—微晶白云岩储集层和膏溶角砾岩储集层,主要分布于水进体系

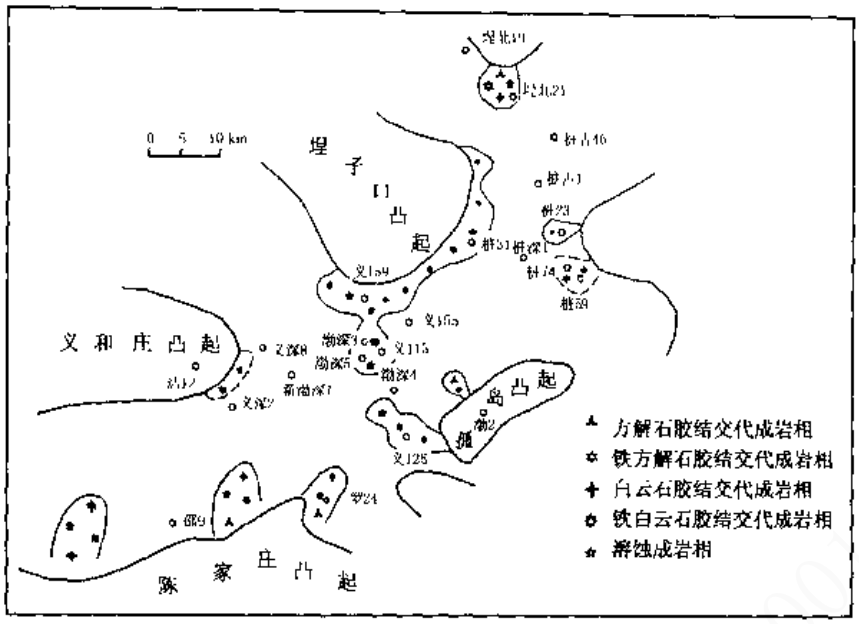


图 4—32　沾化凹陷沙三下成岩相图

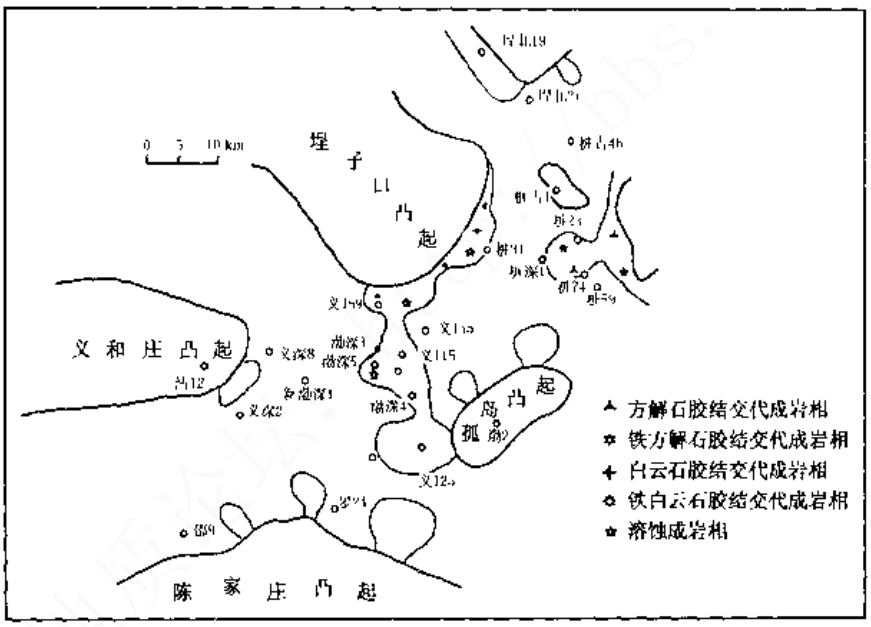


图 4—33　沾化凹陷沙三中成岩相图

域中;第三类为透镜状分布的细晶中晶白云岩储集层,属局部性储集层,主要分布在高水位体系域中。

2. 陕甘宁盆地马五上段成岩层序地层学研究

根据岩石学、沉积微相、测井、物性等资料,在研究区马五七段中共识别出 7 个准层序(图 4—36),这些准层序是他旋回作用的产物,在每个准层序内,碳同位素值先变重后变轻,酸不溶物的含量逐渐降低,残余含盐量逐渐升高,孔隙度值亦大致逐渐升高,体现了海平面升降对岩石组构物化性质的控制。

成岩作用与准层序亦有较密切的关系,在每个准层序的顶部由于短期暴露,其溶蚀作用及去膏化作用强于下部,导致准层序顶部平均孔隙度高于下部,准层序形成晚期暴露作用产生过多的富镁水,这些富镁水下渗常使准层序下部的白云岩再次云化,从而使准层序下部的晶体经

常大于准层序上部。准层序形成早期因泥质及有机质含量较高，在后期成岩中有利于压溶作用的形成，因此，准层序界面附近常有较多的缝合线。

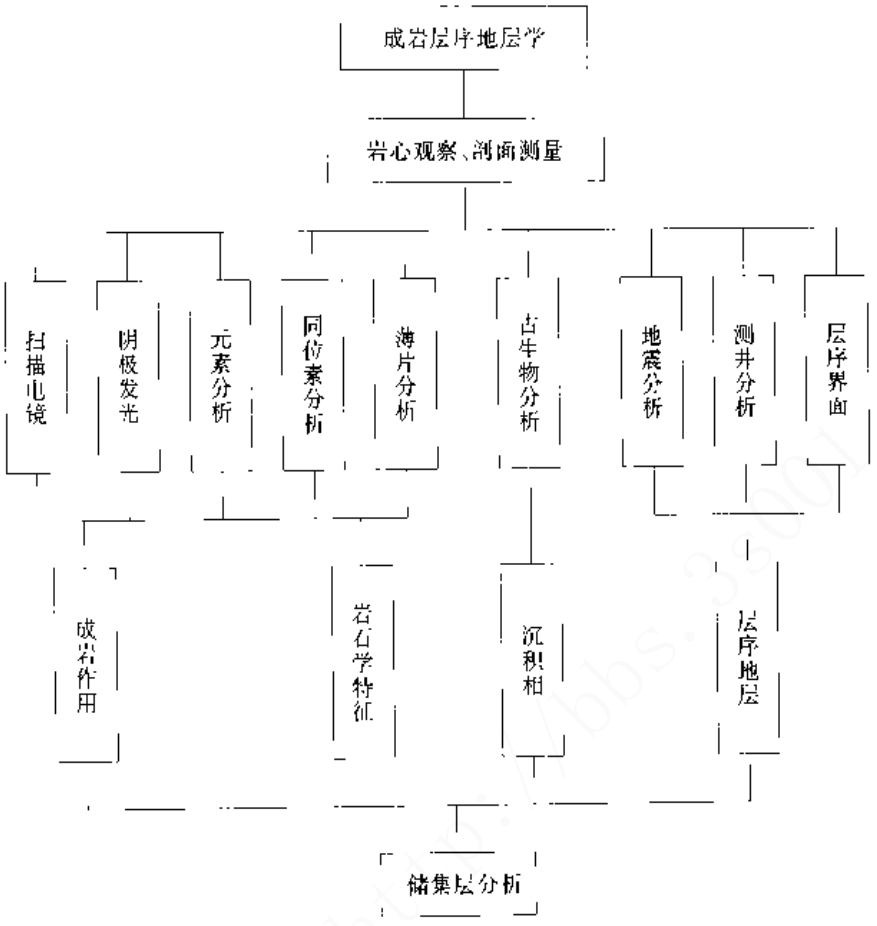


图 4—34　成岩层序地层学研究流程图

三、成岩作用对油气藏的控制(图 4—37)及成岩圈闭

1. 建设性成岩作用提供油气藏形成的基础(储集空间)

通过研究，明确了建设性成岩作用最终形成储集层，通过各种成岩作用对储集层进行物性改造，使孔渗得以改善可成为有效储集层。

这些建设性成岩作用包括溶解作用、白云岩化作用、干裂作用、去膏去云母化作用和破裂作用，均可以在碳酸盐岩及碎屑岩的各个成岩阶段产生各种类型的孔隙(包括原生孔隙及次生孔隙)，这些孔隙空间实际上就是储集空间，就是油气藏形成的基础。

2. 破坏性成岩作用提供油气藏形成的部分圈闭(成岩圈闭)

对储集层破坏的成岩作用有压实作用、充填作用。

(1)压实作用。强烈的压实作用的成岩作用可以导致储集层孔隙度、渗透率减少而形成成岩致密岩。

(2)充填作用。对储集层破坏性最大的成岩作用便是孔隙、洞穴充填作用，孔洞充填对储集层的破坏主要受孔洞发育率、孔洞充填率和孔洞充填物类型三方面控制。

一般充填矿物有四种：白云石、方解石、硬石膏及混合充填，白云石及混合充填可以保留残余孔隙及晶间孔隙，而方解石及硬石膏充填往往对储集层产生很大伤害，导致孔隙度及渗透率减少，油及天然气不能运移进去，而形成成岩致密岩的大面积分布，构成了大面积成岩圈闭展布的基础。

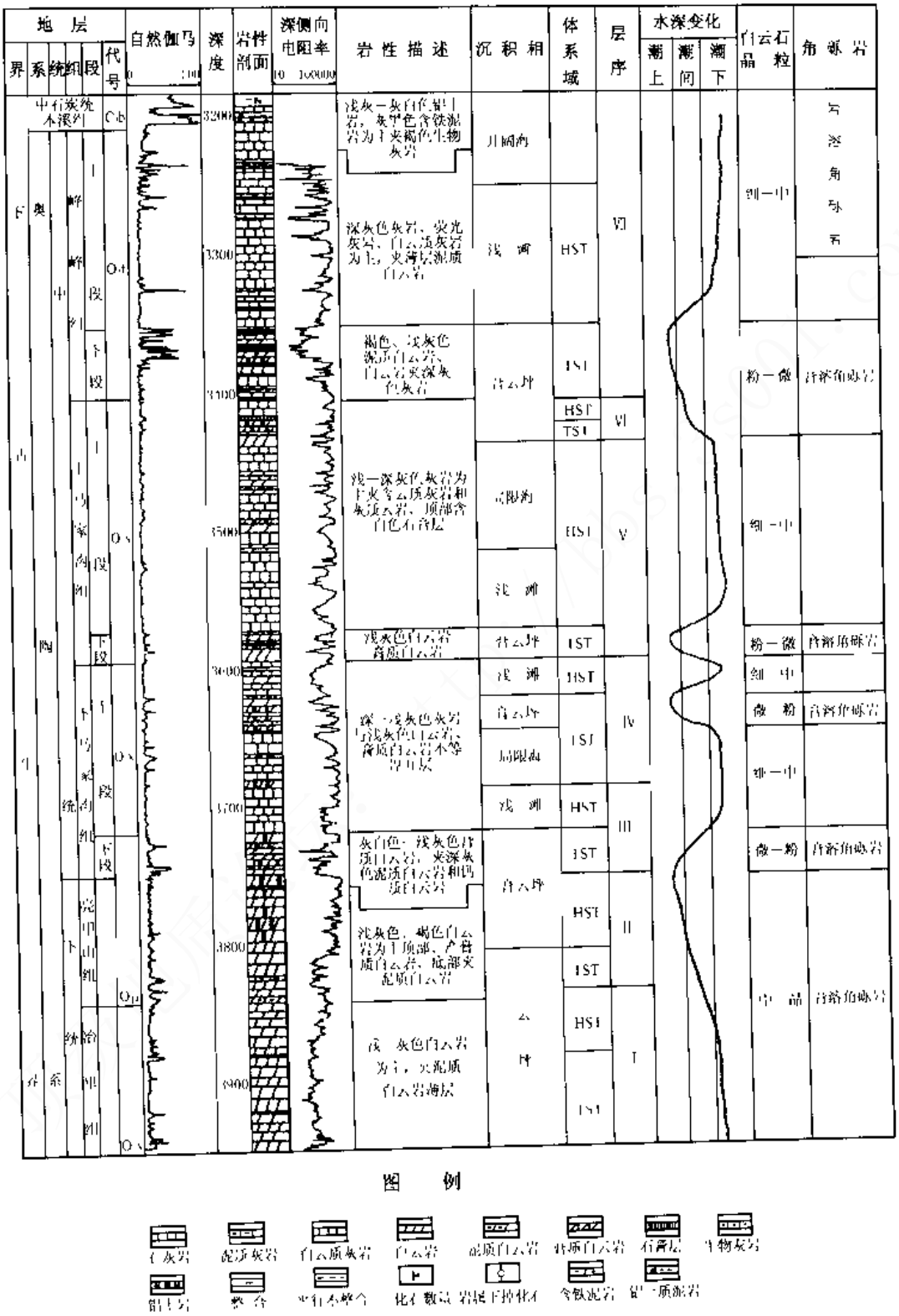


图 4--35 堂邑构造堂古 5 井成岩层序地层学分析成果图

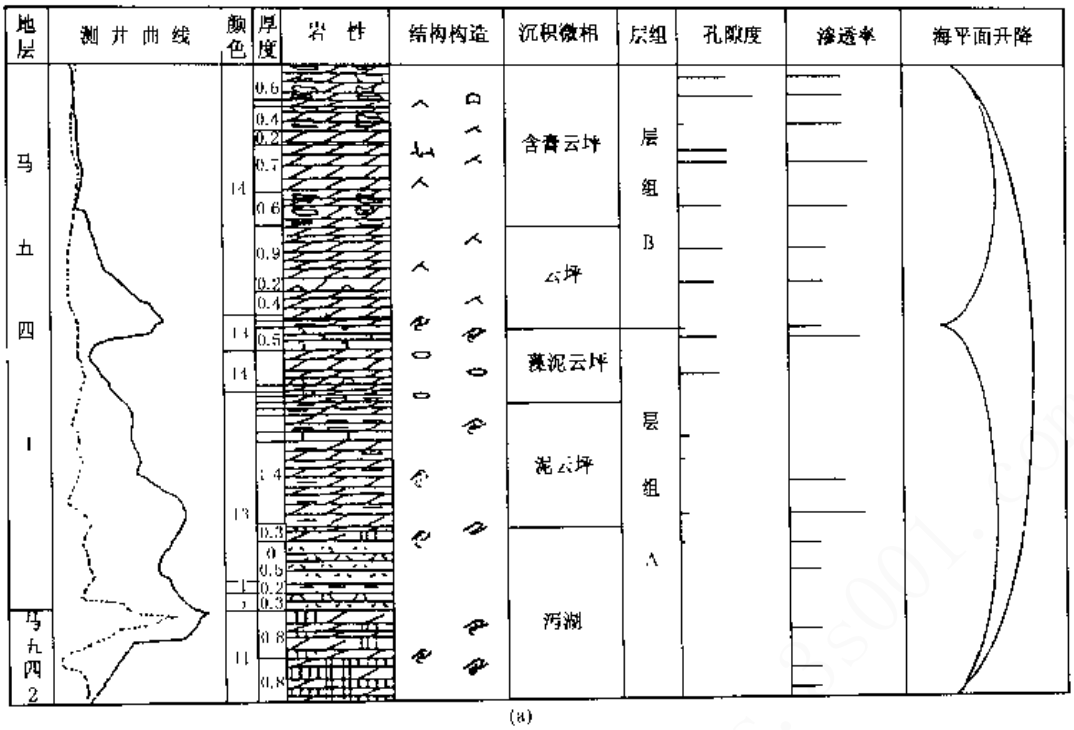
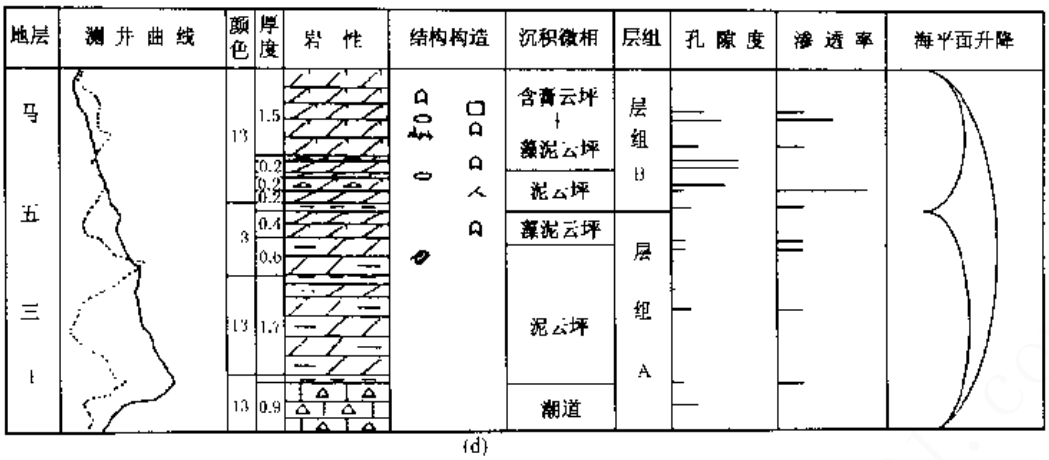
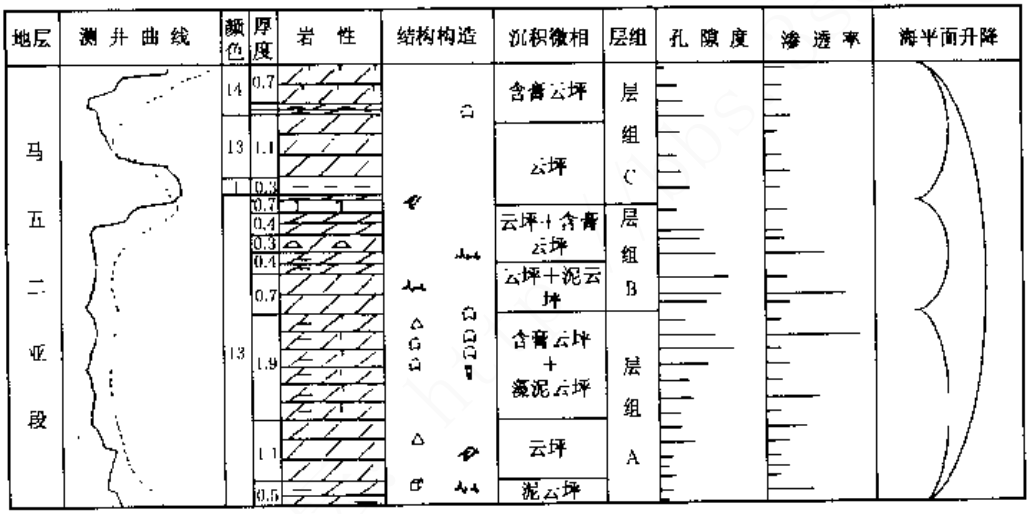


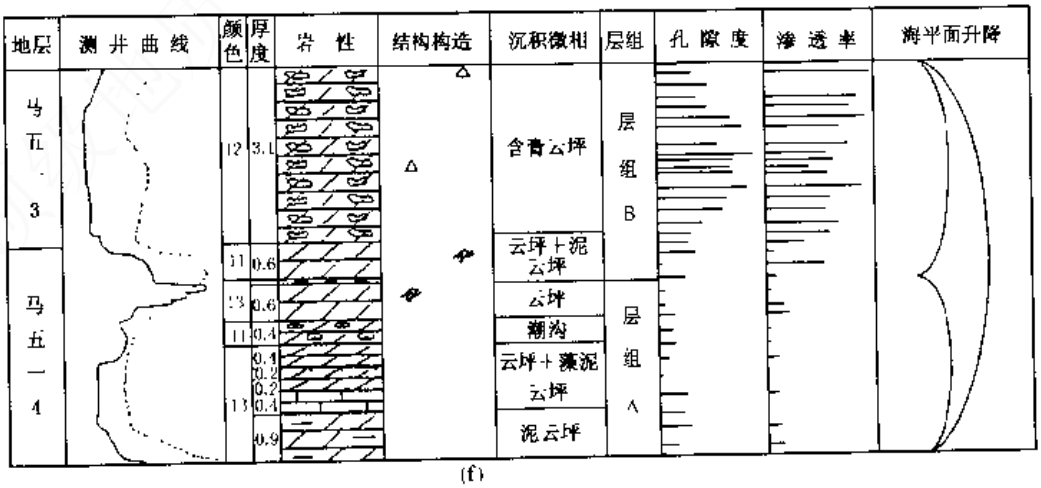
图 4—36　准层序组成及其内物性参数分布



(d)



(e)



(f)

图 4—36　准层序组成及其内物性参数分布

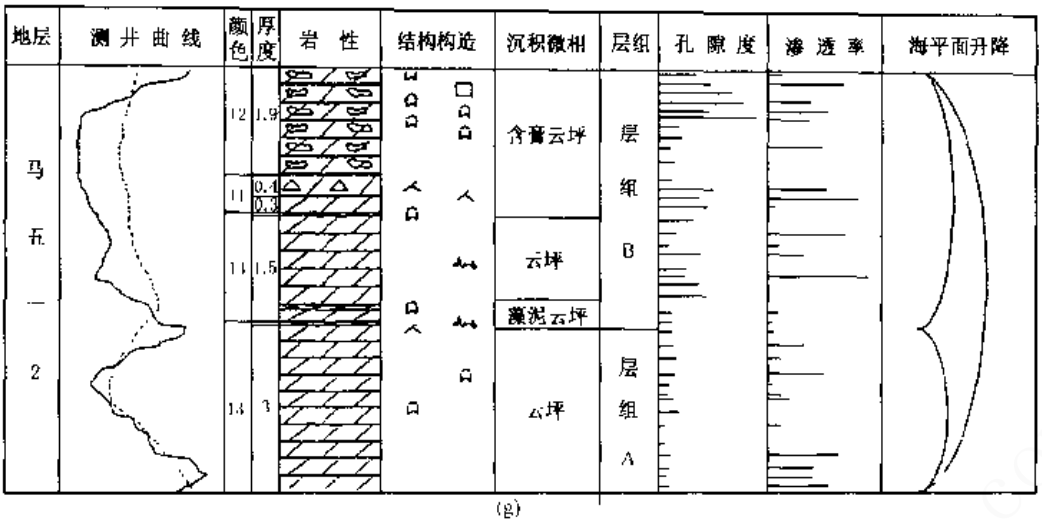


图 4—36　准层序组成及其内物性参数分布

根据研究，成岩圈闭类型可有四种，(图 4—38)。

3. 成岩作用时间演化控制油气藏的发育条件

(1)成岩作用时间演化与孔隙发育史。成岩作用随时间演化，从同生作用期演化成早成岩 A、B 期至晚成岩 A、B、C 期、表生作用期。所产生的各种成岩作用，包括压实作用、胶结充填作用、溶解作用、交代作用以及重结晶作用等，使孔隙的形成及发育有一定的规律，包括：①孔隙类型：孔隙演化从原生孔隙→混合孔隙→次生孔隙，以及表生作用期的古岩溶；②孔隙含量变化，在各个成岩阶段，各种类型孔隙的百分含量。

这样可以定量判断不同成岩阶段的孔隙类型及含量，这是气藏形成的基础。

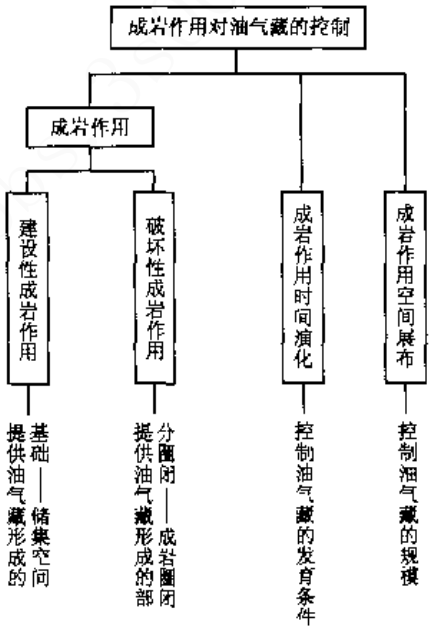


图 4—37　成岩作用对成藏的控制

(2)成岩作用时间演化—孔隙演化与油气生成运移和聚集。成岩作用随时间演化形成了油气藏的基础，但是要与油气的生成、运移及聚集紧密配合才能成藏。若孔隙的形成与生烃紧密结合，同时发生了油气的运移与聚集，则成岩作用基本停止，油气藏形成与发育；如果没有油气的运移和聚集，则有晚期的充填成岩作用就是碳酸盐矿物的充填，使孔隙空间进一步缩小。

4. 成岩作用空间展布控制油气藏的规模

成岩作用空间展布实际上就是次生孔隙发育带的空间展布，次生孔隙发育带空间的展布决定着气藏的规模。

次生孔隙发育带的空间展布受控于两个因素，一是储集层砂体的分布，二是各成岩期、次生孔隙带及古岩溶带的纵向与空间展布。

四、成岩—成藏模式

主要有以下四种，见表 4—29、表 4—30。

1. 近源成岩—成藏模式

以吐哈丘东气田为例。

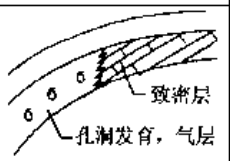
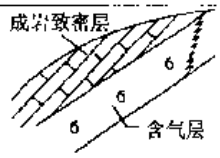
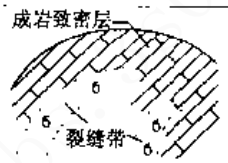
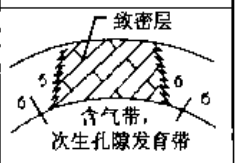
成因机理 \ 圈闭类型		构造上倾方向成岩圈闭	储层非均质性成岩圈闭	裂缝型成岩圈闭	热循环对流造成的成岩圈闭
成因机理	成岩致密带	构造上倾方向被碳酸盐矿物充填形成成岩致密带遮挡	碳酸盐岩地层差异溶蚀非均质性存在，岩性致密的泥粉晶云岩可为成岩遮挡	裂缝上方及一侧存在成岩裂缝带，造成圈岩遮挡	构造顶部由于热循环对流带来的碳酸盐胶结物发生沉淀形成致密带或遮挡层
	孔隙发育及气层带	构造低部位储集层发育次生孔洞，富含天然气	埋藏云化形成的砂糖状云岩或其它类型物性好的孔洞层	储集层中因构造或成岩因素形成裂缝带是油气储存及运移通道	古隆起、古构造斜坡或翼部为深埋藏溶解作用有利的热循环对流带，孔洞发育
典型实例		陕甘宁盆地中部气田奥陶系、陕甘宁盆地中部气田石炭—二叠系	陕甘宁盆地中部气田马五^4（陕8、陕4、榆3和陕42井区）	陕甘宁盆地中部气田马五$_2$及马五$_4$	卧龙河构造、东濮白马构造
示意图					

图 4—38　成因圈闭类型

表 4—29　成岩—成藏模式（煤生活费碎屑岩）

模式类型	气源岩	与烃源岩距离	气源岩热演化阶段	储层成岩阶段	孔隙类型	气性质 *	圈闭类型	实例
1. 近源成岩—成藏模式	煤系地层	近源	低成熟	晚成岩 A_1、A_2	次生孔隙	R_o = 0.5～0.7，$\delta^{13}C_1 < -39.75‰$，煤型凝析气湿气	构造—岩性圈闭	吐哈盆地丘东气田
2. 自生自储同源成岩成藏模式		自生自储同源	高成熟—过成熟	晚成岩 B、C 期	次生孔隙微裂缝	R_o = 1.5 ～ 2，$\delta^{13}C_1 <$ 55‰，以干气为主	构造自隆及断鼻遮闭古地貌—成岩遮挡圈闭	陕甘宁盆地中部气田（石炭—二叠系）

表 4—30　成岩—成藏模式（碳酸盐岩）

模式类型	气源岩	气源岩热演化阶段	储集层成岩阶段	孔隙类型	气性质 *	圈闭类型	实例
3. 多期古岩溶	自生自储上生下储	高成熟—过成熟	同生期、表生期晚成岩	层间岩溶孔洞，表生期溶洞、孔、缝，晚成岩期缝洞	干气 $\delta^{13}C_1$ 由 -33.67 → -35.87，干气 $\delta^{13}C_2$ 由 -25.57 → -31.33，$\delta^{13}C_3$ 由 -25.03 → -27.08	古地貌—成岩遮挡圈闭	陕甘宁盆地中部气田（奥陶系）
4. 近源埋藏溶解	下生上储	成熟—高成熟	同生表生晚成岩	同生期溶蚀孔、表生期溶洞、晚成岩期溶洞缝	干气	构造—成岩圈闭（热循环对流）	川东石炭系

* $\delta^{13}C$ 单位为 PDB‰

成岩作用改造了煤系储集层，使其产生了次生孔隙。另外，煤系地层在有机质低成熟阶段，也以生气为主，而与其它烃源岩在低成熟阶段生油、高成熟及过成熟阶段生气有明显差别，见图 4—39。

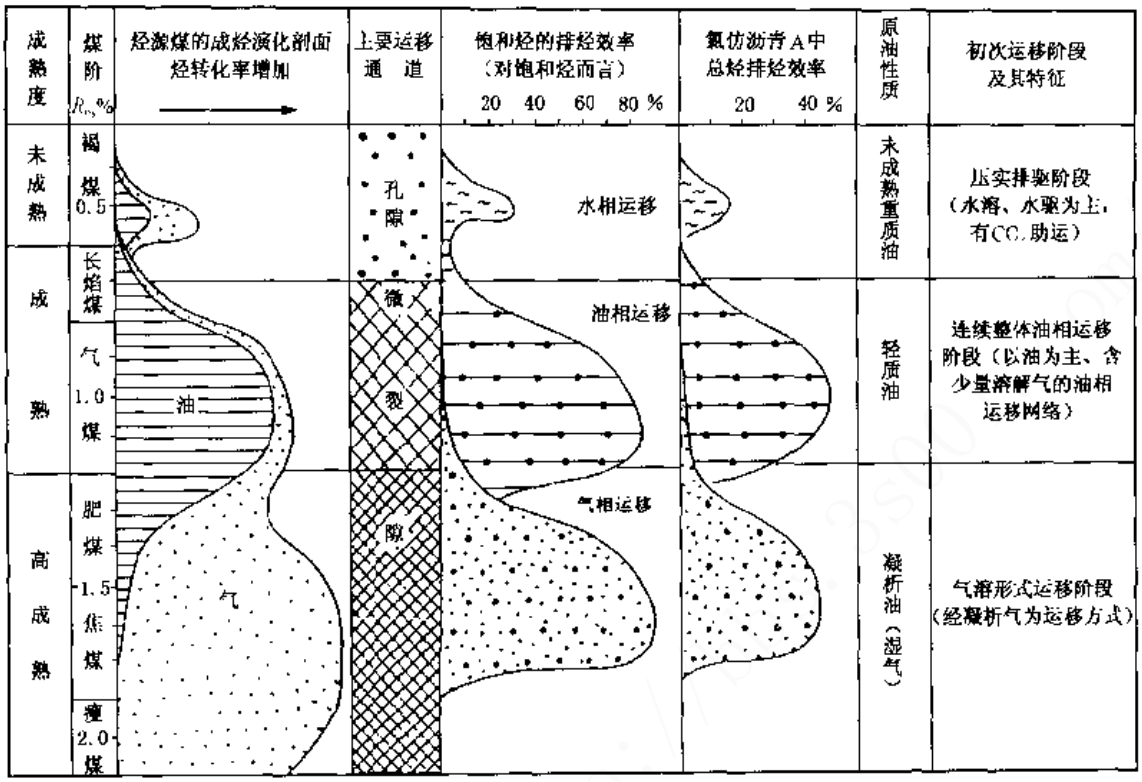


图 4—39　成烃演化过程中煤成油的初次运移模式

（黄第藩，1995）

烃源中心煤系烃源岩在低成熟阶段大量生成气，为近烃源中心的丘东构造的天然气聚集创造了有利条件，低成熟阶段的气优先被丘东构造捕获而成藏，该阶段的气 R_o 为 0.5% ~ 0.7%，$\delta^{13}C<-39.75‰$，因而属于湿气。

2. 同源的自生自储成岩成藏模式

1)成岩—成藏模式的物质基础

石炭系的本溪组、太原组和二叠系山西组煤系地层组成中部气田上古生界天然气藏的物质基础，源岩包括煤层、暗色泥岩和石灰岩三种，贡献最大的是煤层，而且上古生界气藏与生气中心基本一致。

2)气藏的储集体

晚成岩 A 期成岩溶解作用产生的次生孔隙，晚成岩 B、C 期的裂缝使三角洲平原分流河道及三角洲前缘水下分流河道中孔隙裂缝大量存在，形成了储集体。

3)圈闭

中部气田位于伊盟斜坡上，伊盟斜坡的存在，使区域构造具有的基本特点是：东北翘起，向西南倾斜，为古地貌—成岩圈闭的形成创造了有利的条件，同时构造鼻隆及断鼻圈闭的创造发育为天然气藏形成也创造了条件。

研究区成岩史、孔隙演化史、生烃史、构造发育史及埋藏史完好的匹配，烃源岩生气及排烃从晚三叠世开始至中侏罗世达到高峰，成岩圈闭及构造圈闭在晚三叠世末形成，盖层形成的时间早于生气及排烃时间（为二叠系上石盒子组及石千峰组），这样形成了同源自生自储—成岩

成藏模式。

3. 多期古岩溶成岩—成藏模式

1)气藏的物质基础

陕甘宁盆地中部气田(奥陶系)位于石炭—二叠系的乌审旗—和志丹(庆阳)两个生气中心之间,同时也位于奥陶系生气中心里,这些生气中心都为中部大气田提供了丰富的气源,同生成岩期多期成岩岩溶作用(第一期为近地表早期溶蚀(O_1)及早成岩早期,第二期为风化壳期的岩溶作用(O_1—C_1),位于表生成岩阶段,第三期为浅埋期,为早成岩晚期溶蚀(C_2—P),第四期为深埋藏的溶蚀(T—Q),为晚成岩阶段至今。

2)气藏的储集空间基础——储集体

由成岩作用控制的多期岩溶作用对成藏影响最大的是表生作用期的古岩溶,古岩溶可以分为层间岩溶及风化壳岩溶和缝洞系岩溶三大类。

多期岩溶以及古岩溶产生的溶洞、溶孔成为陕甘宁中部气田奥陶系气藏形成储集空间的基础,也就是古岩溶风化壳储集体纵向及横向的分布形成了古岩溶储集体。

3)气藏的圈闭

盆地中部奥陶系碳酸盐岩地层分布稳定,构造形态平缓、古地貌复杂、储集层成岩作用强烈,从而形成多种类型的古地貌—成岩圈闭。在海西旋回中晚期,奥陶系风化壳进入埋藏成岩阶段,石炭、二叠系煤系碎屑岩的沉积,将风化壳储集体夹于中间,形成了生储盖条件的最佳组合。同时由于石炭系泥质岩的填积封堵,使风化壳古地貌—成岩圈闭初具雏形。印支期的晚期,奥陶系风化壳顶部埋深已达3000m,上下古生界烃源岩已进入成熟阶段,有机质脱羧基作用产生的压释水,在流体力势的支配下,对风化壳进行溶蚀改造的同时,将同时生成的烃类载入岩溶空间。随着埋藏的继续加深和使储集空间的外围增强了成岩封闭能力,从而使古地貌—成岩圈闭系统逐渐形成,随后上下古生界天然气经运聚进入圈闭,从而形成陕甘宁盆地中部气田(奥陶系)圈闭。

4. 近源埋藏溶解成岩—成藏模式

以川东石炭系为例。

1)气藏的物质基础

气聚集及气藏基本位于志留系生气中心里,气源很充足。

2)储集体

主要有两种类型:一是颗粒白云岩成岩演化形成溶孔颗粒白云岩和孔隙晶粒白云岩;二是灰岩经成岩演化形成泥晶云岩→岩溶角砾云岩及溶孔角砾云岩、孔隙晶粒白云岩。

3)圈闭

主要是深埋藏溶解作用有利的热循环对流造成的成岩圈闭,使志留系生成的气聚集在成岩溶蚀孔隙中而成藏。

五、成岩物理模拟

沉积物理模拟开展较早,而成岩作用物理模拟在我国开始,本书介绍碎屑岩及碳酸盐岩的成岩物理模拟。

1. 碎屑岩成岩模拟

1)成岩作用定量模型

长期以来,对油区成岩作用的研究主要局限于定性的描述和单井的分析,而且是以反演为主。缺少较准确的、细致的成岩模型,特别是横向预测模型。因此,成岩作用研究在油气勘探

开发中作用的发挥受到了较大的限制。成岩作用定量模型就是在前人研究的基础上，利用大量的定量分析数据，建立研究区的成岩作用（如成岩事件、成岩时间、成岩阶段、次生孔隙发育带）的定量模型，使成岩作用研究更适应油气勘探开发的需要。但定量模型的建立一定要在成岩模拟基础上取得。

2）碎屑岩成岩模拟实验

与目前的多数成岩作用研究方法相反，成岩模拟是一种正演方法，它是将沉积盆地看作一个低温热化学反应器，并认为在这样一个动态整体中充填的沉积物和流体，由于沉积作用、压实、热、构造和化学转化等多种因素的影响而导致油气成熟、运移和聚集，运用计算机的手段和化学模拟的方法研究沉积盆地的水（岩）相互作用和热质迁移过程，从而达到油气定量预测的目标。通过模拟实验可以建立成岩条件、成岩过程与各阶段成岩结果之间的直接联系，为成岩反演提供依据，为建立定量的成岩预测模型奠定基础，从而为提高油气勘探预测精度、提高采收率提供保证。

石油大学（北京）研究室成岩作用物理—化学模拟研究方向的近期目标，是建成温度200℃、压力300MPa的碎屑岩成岩模拟装置，并进行压实作用和溶解作用的成岩模拟。

3）主要目标及研究内容

（1）建成30MPa、200℃以内的碎屑岩成岩模拟装置；

（2）初步建立碎屑岩储集层成岩作用机理的理论体系；

（3）形成一套成岩作用及孔隙发育带定量预测技术。

研究内容：

①成岩模拟。

压实作用模拟：研究压实作用的影响因素，重点研究中国储集层中压实作用下孔隙的保存条件，开展以下几项内容的实验：

a. 不同泥质含量、不同分选、不同粒级、不同层厚、不同颗粒组成的原始物质（沉积物）在压实作用下，孔隙空间的数量和质量变化情况；

b. 模拟均匀埋藏、长期浅埋后期快速深埋等各种埋藏史孔隙空间的变化情况；

c. 模拟不同性质的孔隙水介质条件下压实作用对孔隙空间数量和质量的影响。

溶解作用模拟：研究各种溶解作用的发生机理与产生条件、分布规律，重点研究各种次生孔隙的形成模式，拟开展以下几项内容的实验。

a）CO_2、有机酸、淡水对碳酸盐胶结物溶解作用的条件与强度；

b）CO_2、有机酸、淡水对铝硅酸盐矿物溶解作用的条件与强度；

c）温度、压力对含有碳酸盐胶结物和铝硅酸盐矿物碎屑岩的溶解作用的影响。

②成岩定量模型。

开展各研究区成岩阶段定量预测模式研究，提出研究区次生孔隙带的横向预测模型。

关键技术：

a. 高温高压下成岩作用的物理模拟；

b. 成岩阶段界限深度的横向预测技术；

2. 碳酸盐岩岩溶模拟

在碳酸盐岩储集层中，成岩作用中的岩溶作用形成的储集层占有十分重要的地位。关于岩溶作用，国内外均做了大量的研究，取得了许多重要认识。但岩溶储集层的分布预测仍是一个尚未解决的难题，这主要是由于对控制岩溶发育的因素，尤其是如何控制，尚不十分清楚。

本次模拟实验旨在通过重现岩溶过程，观察地形及裂缝等一些因素如何控制岩溶发育等，结合古代和现代岩溶研究，最终总结出能够预测岩溶储集层分布的方法和模式。

实验主要模拟如下内容：(1)模拟渗流带、潜流带和深部缓流带内各种溶蚀孔隙的形成发育过程，如落水洞和水平溶洞是怎样形成的，在什么情况下才能形成等；(2)模拟不同类型的抬升与沉降过程形成的岩溶孔隙组合特征，如快速或缓慢抬升、沉降等；(3)模拟渗流带、潜流带厚度的控制因素；(4)模拟地形对岩溶发育和分布的影响，如地形低洼处岩溶是否比高处强烈、水平溶洞走向是否与地形有关系等；(5)模拟裂缝对岩溶发育和分布的影响，如裂缝是否是大型溶洞形成的必要条件、裂缝走向是否控制溶洞走向等；(6)模拟由具有下同溶解能力的地下水形成的岩溶特征；(7)模拟下同岩溶阶段、缓流带发生胶结的条件和过程；(9)模拟地层倾斜、岩性变化大时岩溶的发育特征。

在模拟实验的基础上，再对华北地台奥陶系的古岩溶以及一些现代岩溶进行深入考察，与实验结果相互验证、补充，最后建立能够预测岩溶储集层空间分布的岩溶模式。

六、成岩演化数值模拟

目前有关碎屑岩成岩作用的研究存在下列两个问题：其一，常规的研究只能研究现今岩层的成岩作用，而不能定量研究地史时期的成岩史；其二，盆地内成岩作用的研究过分依赖于钻井岩心的分析和鉴定，而对于盆地内没有取心的区域，不能定量预测其成岩阶段，这势必影响储层的早期区域评价。成岩演化数值模拟应用盆地模拟技术，结合物探资料对这些问题作进一步探讨。

1. 成岩深化数值模拟基本原理

目前，国内外有关储集层成岩作用机理和岩石学微观特征的研究较多，而对于成岩史和成岩作用的宏观研究和定量分析很少。而且这种研究也不是能用传统的地质方法所解决的问题。但在油气田勘探中又迫切需要从宏观上了解探区内储集层在纵向上所处的成岩阶段和横向上及平面上成岩阶段的变化规律以及未钻遇地层所处的成岩阶段。本方法应用盆地模拟技术，以已有的钻井资料和地震资料为基础，结合单井储集层研究成果，模拟某一地区的成岩演化史、预测成岩阶段的分布特征，从而建立成岩数值模拟方法。

2. 成岩定量指标的选取

我国目前碎屑岩成岩阶段划分与研究的主要依据是中华人民共和国石油与天然气行业标准《碎屑岩成岩阶段划分规范》，该规范中划分成岩阶段的主要参数有：古地温，有机质成熟度、粘土矿物演化，砂岩中自生矿物、固结程度、溶解作用、孔隙类型等。限于目前的研究水平，本次模拟主要讨论前三者的数值模拟，以此来初步研究碎屑岩的成岩史和成岩阶段的横向预测。

具体的指标是选取古地温 T、R_o%、I/S 中的 S% 和甾烷异构化率 SI 作为模拟参数和划分成岩阶段的指标。

3. 成岩演化数值模拟流程

图 4—40 为成岩演化数值模拟流程。

4. 数学模型

1)古地温的恢复

沉积盆地中各层在地史时期的古地温可用下式计算[14]：

$$T(t,z)-T_0(t)=T_0(t)+\int_{z_0}^{z}\frac{Q(t)}{K(t,z)}\mathrm{d}z \qquad (4—11)$$

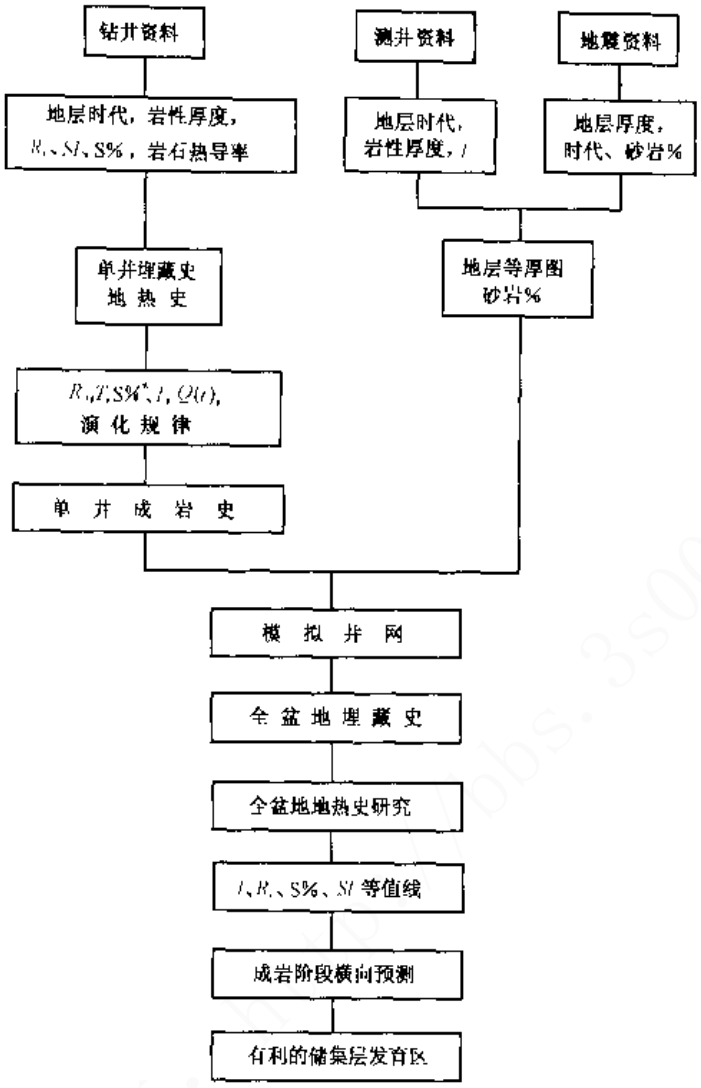


图 4—40 成岩演化数值模拟流程图

* S% 为 I/S 中 S%

$$K(t,z)=K_s^{1-\phi}K_w^{\phi} \tag{4—12}$$

式中 $T(t,z)$——t 时刻 z 深度的古地温，℃；

$T_o(t)$——t 时刻恒温带的温度，℃；

$z_o(t)$——t 时刻恒温带的深度，m；

$Q(t)$——古大地热流，HFU；

K_s——岩石骨架热导率，TCU；

K_w——孔隙流体热导率，TCU。

2)镜质体反射率的计算

镜质体反射率的定量计算方法有 5 大类，但 Sweeny(1990)的化学动力学模型最好。

Sweeny(1990)认为，镜质体的热演化过程服从化学动力学的一级反应：

$$dW_i/dt=-W_iA\exp(-E_i/RT) \tag{4—13}$$

式中 W_i——第 i 组分的反应物浓度，mol；

A——频率因子，s^{-1}；

E_i——第 i 组分的活化能，kcal；

R——气体常数，$R=1.987\text{kcal}/(\text{mol}\cdot\text{K})$；

T——古地温，K。

其转化因子 F 与镜质体反射率 R_o 有如下关系：

$$R_o=\exp(-1.6+3.7F) \tag{4—14}$$

这里

$$F=1-W/W_o=1-\sum_{i=1}^{20}P_i(W_i/W_{io}) \tag{4—15}$$

式中 W/W_o——转化率；

P_i——常数；

W_{io}——第 i 组分的原始浓度，mol。

在 j 时刻第 i 组的转化率 W_i/W_{io}，可用下式计算：

$$W_i/W_{io}=1-\exp(-\Delta I_{ij}) \tag{4—16}$$

这里

$$\Delta I_{ij}=(I_{ij}-I_{i,j-1})/H_{ij} \tag{4—17}$$

$$I_{ij}=T_jA\exp(U)\left(1-\frac{U^2+a_1U+a_2}{U^2+b_1U+b_2}\right) \tag{4—18}$$

$$H_{ij}=(T_j-T_{j-1})/(t_j-t_{j-1}) \tag{4—19}$$

$$U=E_i/RT_j \tag{4—20}$$

式中 T_j——j 时刻的温度，K；

$a_1=2.334733$；

$a_2=0.250621$；

$b_1=3.330657$；

$b_2=1.681534$

3)粘土矿物转化的化学动力学模型

研究表明，在成岩压实过程中，随埋深和地温的增加，粘土矿物中的蒙皂石不断析出层间水，并从介质中吸取钾、钠、镁等金属离子，致使晶体结构发生重排，形成伊利石/蒙皂石(I/S)混层，并且蒙皂石层在I/S混层中所占的比例(S%)越来越小。蒙皂石的转化主要受温度、时间、压力、沉积环境以及蒙皂石的原始组成特征等因素的影响，但对于某一具体区域，则主要受温度和时间的影响。所以，这一过程可用化学动力学模型描述：

$$\frac{dS_i}{dt}=-K_iC \tag{4—21}$$

$$K_i=A_i\exp\left(\frac{-E_i}{RT(t,z)}\right) \tag{4—22}$$

式中 t——时间，s；

S_i——第 i 组分 t 时刻I/S混层中蒙皂石层所占的比例，%；

K_i——反应速度常数；

E_i——活化能，cal/mol；

A_i——频率因子，s^{-1}；

R——气体常数；

$T(t,z)$——t 时刻 z 深度的古地温，℃。

粘土矿物转化的动力学模型是一常微分方程，可用 Runge—Kutta 法或积分法求解，但前者在较高温度时（$T>170$℃）容易出现浮点溢出，又会导致大量耗费机时，而用积分法可以避免这一问题。任意时刻表 t_{k+1}，蒙皂石层在 I/S 混层中所占的比例（S%）可用下式求得：

$$S(t_{i,k+1}) = S(t_{i,k})\exp\left(\frac{-A\Delta t}{B\Delta T}\right)\left\{(T_{k-1}+273)^2\left[1-\frac{2(T_{k-1}+273)}{B}+\frac{6(T_{k-1}+273)^2}{B^2}-\frac{24(T_{k-1}+273)^3}{B^3}\right]\exp\left(-\frac{B}{T_{k-1}+273}\right)-(T_k+273)^2\left[1-\frac{2(T_k+273)}{B}+\frac{6(T_k+273)^2}{B^2}-\frac{24(T_k+273)^3}{B^3}\right]\exp\left(-\frac{B}{T_k+273}\right)\right. \tag{4—23}$$

式中 $\Delta t = t_{k+1} - t_k$；

$\Delta T = T_{k+1} - T_k$；

$B = E/R$。

4）甾烷异构化反应的模拟

MacKenzie（1983）认为，在埋藏成岩的过程中，随深度和温度的增加，$\alpha\alpha\alpha-20RC_{29}$ 甾烷在 C_{20} 发生异构化反应，由 R 构型（右旋）转化为 S 构型（左旋），同时也有逆反应发生，这些反应服从化学动力学的一级反应，并可用下列微分方程组描述：

$$\frac{dA}{dt} = K_1B - K_2B \tag{4—24}$$

$$\frac{dB}{dt} = K_2B - K_1B \tag{4—25}$$

$$K_1 = A_1\exp(-E_1/RT(t,z)) \tag{4—26}$$

$$K_2 = A_2\exp(-E_2/RT(t,z)) \tag{4—27}$$

式中 A、B——R 构型和 S 构型异构体的浓度；

K_2、K_1——异构化反应和异构化逆反应的速度常数，s^{-1}；

A_2、A_1——正、逆反应的指数因子，s^{-1}；

E_2、E_1——正逆反应的活化能，kcal/mol；

$T(t,z)$——古地温，K。

通过求解上述方程组的数值解，即可求得各层在不同地质时期两种异构体的浓度和甾烷的异构化率：

$$SI = \frac{B}{B+A} \tag{4—28}$$

式中 SI——甾烷异构化率。

5. 参数选取与概念模型建立

概念模型是指对所研究地区地质特征和发展史的总体认识，它是模拟输入参数的基础(Hermanrud,1993)，其精度随勘探程度的增高而增高，当然，也与地质家的认识水平有关。

1)模拟井网的部署

冀东油田现有的三维地震资料和钻井资料以及区域地质资料构成了本区建立盆地模拟概念模型的基础。以三维地震测网为基础，我们建立了老爷庙地区成岩演化数值模拟网络，模拟点间距为0.5～0.5km(图4—41)。此外，还选取INLINE742测线，研究老爷庙地区成岩演化的纵向变化规律。

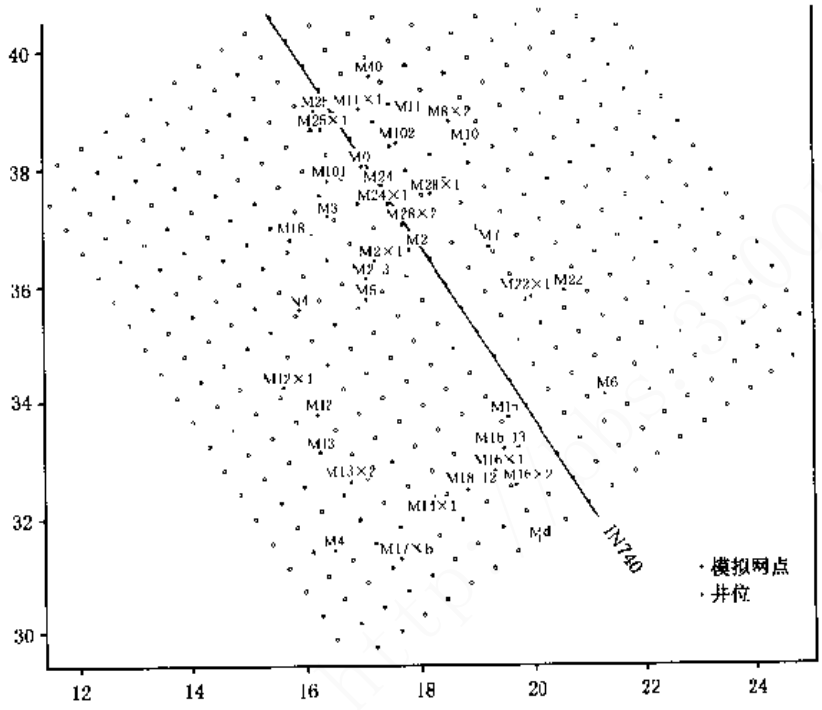


图4—41　老爷庙地区成岩演化数值模拟网络图

2)地史模型的参数选取

地史模型所需的输入参数主要有地层厚度、年龄、岩性和剥蚀量等。

(1)地层时代与绝对年龄。

如前所述，老爷庙地区主要由老第三系的沙一段、东三段、东二段、东一段，新第三系的馆陶组、明化镇和第四系组成，为了模拟计算的需要，本书又进一步将东二段分为上下两段，见表4—31。表中地层单元底界绝对年龄取自《国际地层时代对比表》(王鸿祯、李光岑，1990)，各段的年龄根据钻井分层厚度内插而得(孟元林、肖丽华，1994)。

(2)地层厚度。

地层厚度是盆地模拟研究最基本的输入参数，它的精度直接影响到埋藏史→地热史和成岩演化史的精度。老爷庙地区各模拟点地层厚度根据钻井和三维地震资料所编的等厚图求取。

(3)剥蚀量的估算。

老爷庙地区主要经历了沙一段末期→东一段末期和明化镇组末期三次较大的剥蚀，凹陷内地层遭受了不同程度的剥蚀。目前，有关剥蚀量的估算尚无非常准确的方法，常见的方法有地球化学法。综合应用上述方法，参考前人的研究成果，确定沙一段顶部的剥蚀量为150～200m；东一段顶部的地层剥蚀量为100～200m；第三系顶部的剥蚀量为200～300m。

3)地热史边界条件和地热参数选取

地热史的输入参数包括上边界温度、下边界古大地热流以及其它岩石热物理性质参数(肖丽华、孟元林,1996)。

表 4—31　老爷庙地区地层与绝对年龄表

系	组	段	地层符号	时间,Ma
第四系	平原组		Q	2.0
新第三系	明化镇组		Nm	11.0
	馆陶组		Ng	24.6
下第三系	东营组	东一段	Ed_1	28.1
		东二段	Ed_2	30.7
		东三上段	$Ed_3^上$	31.4
		东三下段	$Ed_3^下$	32.6
	沙河街组	沙一段	Es_1	360

(1)古恒温带温度。

地热学的研究表明,在恒温带以下,温度才随深度的增加而增加,所以地热场方程上边界条件应取作古恒温带温度(肖丽华、孟元林等,1996),而不应选作古地表温度,更不应该选作今地表温度。古恒温带温度等于古地表温度再加上 2~5℃(王钧等,1990)。

根据前人对本区及邻区的古气候研究成果,本文确定了各时期的古地表温度,见表 4—32。

表 4—32　老爷庙地区古气候特征与古地表温度

时代	古气候	古地表温度,℃
第四纪	暖温带	14
新第三纪	暖温带	14
老第三纪	亚热带	20

(2)岩石热导率。

岩石骨架热导率主要受造岩矿物和排列方式的影响(C. 邦特巴,1988)。在本方法的研究过程中,测试了各层段不同岩性的热导率(表 4—33),根据这些实测数据和地温梯度,选取了岩石骨架热导率(肖丽华、张靖、孟元林,1996)。

表 4—33　老爷庙地区热导率数据表

井号	地层	深度,m	岩性	岩性热导率,W/(m·K)
M25	Nm	1042.42	砂岩	0.882
M25	Nm	1671.85	砂岩	0.779
M7	Nm	1755.66	砂岩	0.852
M9	Ng	2093.22	砂岩	1.885
M5	Ng	2251.13	砂岩	0.998
M11	Ed_1	2358.6	砂岩	0.757
M10	Ed_1	2678.9	砂砾岩	1.276

续表

井号	地层	深度,m	岩性	岩性热导率,W/(m·K)
M5	Ed_2	2769.2	砂岩	0.936
M28×1	Ed_2	2849.3	粉砂质泥岩	2.33
M28×1	Ed_2	2876.3	粉砂质泥岩	2.504
M5	Ed_3^{F}	2949.68	砂砾岩	0.698
M5	Ed_3^{F}	3015.09	泥岩	1.998
M28×1	Ed_3^{F}	3242.63	砂岩	2.818
M28×1	Ed_3^{F}	3309.66	砂岩	2.248
M28×1	Ed_3^{F}	3382.7	砂岩	2.542
M1	Es_1	3432.92	砂岩	1.857
M28×1	Ed_3^{F}	3557.61	砂岩	2.484
M28×1	Ed_2^{S}	3817.42	砂岩	2.657
M28×1	Es_1	3935.74	砂岩	2.669
M1	Ed_3^{F}	4004.98	砂岩	2.548
M1	Ed_3^{F}	4054.44	辉绿岩	1.896

(3)古大地热流的分布。

古大地热流是影响地热史精度的关键参数。研究表明,大地热流主要受深部地壳结构和区域构造的影响(王钧等,1990)。盆地内不同构造单元具有不同的热流值。在稳定区,如前寒武地盾区,具有较低的大地热流值;在活动区,如现代火山裂谷区具有较高的大地热流值。由于同一盆地不同地史时期构造活动的特征和强度不同,所以其大地热流也就不同。在构造运动强烈的拉张期具有较高的大地热流值;在构造运动相对较弱或挤压期,大地热流较低,据此,本方法根据南堡凹陷的构造发育史,选取了各时期大地热流的初值。将以上选定的各种地热参数和边界条件一起代入地热场方程,模拟 M28×1 井和 M13×2 的埋藏史和地热史,用镜质体反射率 R_o%和甾烷异构化指数 SI 对其优化(Optimization)之后(孟元林等,1989),进一步用粘土矿物蒙伊混层中蒙皂石的含量 S%对其加以检验(肖丽华、孟元林,1995;孟元林、肖丽华等,1996),得出 M28×1 井和 M13×2 井古大地热流随时间的变化规律。

地热学的研究表明(陈墨香,1988;张菊明等,1989),因盆地各构造单元基底埋深的不同和基岩热导率与沉积盖层热导率的差异,大地热流进入沉积盆地之后发生折射与再分配。从而使得基岩埋藏较浅、热导率较高的凸起区具有较高的大地热流;基岩埋藏较深、热导率较低的凹陷区具有较低的大地热流,在地热流的分流作用使来自深部均一的热流在地壳浅部进行"再分配",并导致以基岩面为中心的某一区域范围内的热传导过程由一维流变为二维流。

根据本区的基底结构特征和岩石热导率,以 M28×1 井和 M13×2 井各时期的大地热流值为基础,通过大地热流的折射和再分配原理(A.H.Lachenbruch,1970;张菊明、熊亮萍,1986;陈墨香,1988),本书计算出了老爷庙地区各模拟点不同地质时期的古热流。

6. 应用

1)不同成岩阶段各指标的对应关系

应用上述模型,我们研究了东北裂谷系内一些盆地的成岩史,结合各盆地已有的成岩阶段划分结果,分析了各种参数的有效性和相关性,初步得出了各指标的相应关系(表 4—34)。

表 4—34　不同成岩阶段各指标的对应关系

成岩阶段	成岩期	最高古地温 ℃	R_o %	$\alpha\alpha\alpha$—$20RC_{29}$ S/S+R	1/S 中 S %
早成岩阶段	A	<65	<0.35	<0.03	<70
	B	>65 - 85	0.35 - 0.5	0.03 - 0.24	50 - 70
晚成岩阶段	A	85 ~ 140	0.5 ~ 1.3	0.24 ~ 0.55	15 ~ 50
	B	140 ~ 170	1.3 ~ 2.0	0.55	<15
	C	170 - 200	>2.0	0.55	0

2)单井成岩史的数值模拟

通过模拟一口钻井或“人工井”(虚拟井、模拟点)的埋藏史和地热史,即可计算地史时期各层的古地温、R_o、伊蒙混层中蒙皂石层的含量 S%、甾烷异构化率 SI、对照表 4—34,综合分析即可研究各地层的成岩史和所处的成岩阶段。图 4—42 是汤原断陷汤参 1 井的成岩史图。汤原断陷是位于伊舒地堑最北端的一个中新生代盆地,盆地内发育了白垩系、第三系和第四系、下第三系生储岩系发育,是主要的勘探目标层段。图 4—42 展示了从白垩系到第四系各层不同地质时期古地温、镜质体反射率 R_o、伊蒙混层中蒙皂石层的含量 S、甾烷异构化率 SI 这 4 项成岩指标在时空上的分布特征和所处的成岩阶段。通过追踪地层的埋藏轨迹,就可以了解其在任意时刻所处的成岩阶段。例如,在晚第三纪初(距今 23.7Ma)时、白垩系和 Eb_1 处于晚成岩阶段 A 期,Eb_2 处于早成岩阶段 B 期,Eb_3 及以上地层则处于早成岩阶段 A 期,其它以此类推。

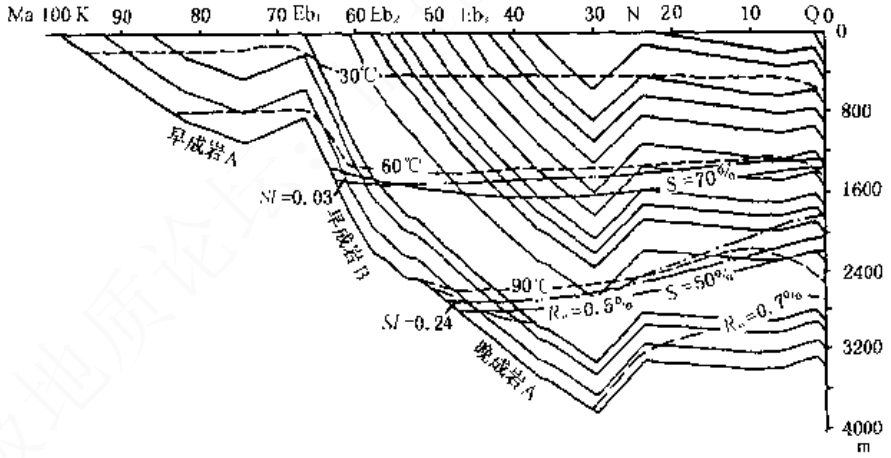


图 4—42　汤参 1 井成岩史图

3)成岩阶段的横向预测

由于钻井取心所需时间长、成本高,所以在油气田的勘探与开发中,取心数量是有限的,尤其是在勘探阶段取心数量更少。借助于盆地模拟技术和物探资料可以预测盆地内没有取心区域的成岩阶段。具体步骤简述如下:

(1)在研究区内部署一系列的“人工井”网,构成模拟网络;

(2)根据物探资料求取各井每一层的地层厚度,并模拟其埋藏史;

(3)模拟钻井的地热史。应用大地热流的再分配原理[13,14],根据基岩热导率与沉积盖层热导率的比值和基底埋深确定各井的古大地热流。模拟地史时期的古地温、镜质体反射率、伊蒙混层中蒙皂石层的含量、甾烷异构化率。

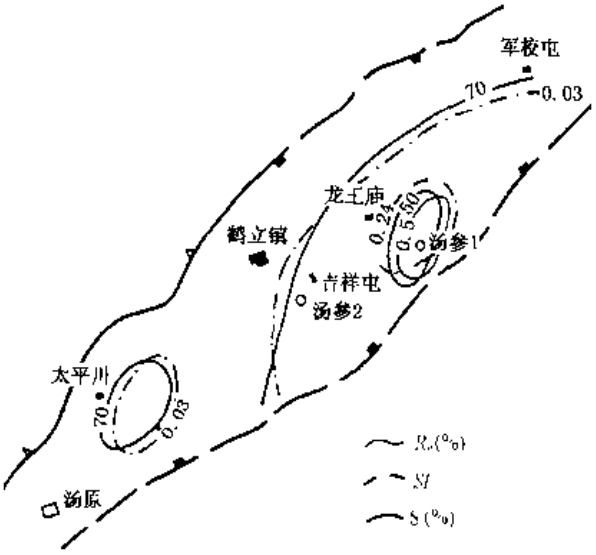


图 4—43　汤源断陷 Eb_2 在 E 末 R_o、S、SI 等值线



图 4—44　汤原断陷 Eb_2 现今 R_o、S、SI 等值线

(4)编绘不同地质时期每一层上述各种参数的等值线图，根据表 4—34，在横向预测各层所处的成岩阶段。

图 4—43 和图 4—44 分别为汤原断陷 Eb_2 在早第三纪末和现今的 R_o、伊蒙混层(I/S)中蒙皂石层的含量 S、甾烷异构化率 SI 等值线叠加图(为了避免图形的杂乱，图中去掉了古地温等值线)。由图 4—43 可见，在早第三纪末期，汤原断陷东北部大部分地区已进入早成岩阶段 B 期，在汤参 1 井附近已有小部分地区进入晚成岩阶段 A 期；南部因埋藏较浅，成岩作用较弱，仅在太平川附近有小部分地区进入早成岩阶段 B 期，大部分地区仍处于早成岩阶段 A 期。图 4—44 展示了现今汤原断陷 Eb_2 成岩阶段在横向上的变化规律。由图 4—44 可见，目前汤原断陷东北部和南部太平川附近有小部分区域已进入晚成岩阶段 A 期，西部斜坡带有少部分地区处于早成岩阶段 A 期，其余地区进入早成岩阶段 B 期。

第四节　新型荧光录井技术

荧光录井是钻探过程中初步寻找油气显示层段的一种最简便、直观的方法。正确判定岩样有无荧光及荧光级别的高低非常重要。目前我国采用的方法及仪器已经使用了 60 多年，这种方法和仪器一般是：岩样先用氯仿或四氯化碳浸泡，然后用一个简单的、波长为 365nm 带暗箱的紫外汞灯，靠人的肉眼在暗箱内观察样品的荧光颜色和强度，与标准油样分别对比，以达到粗略定量或定性判断岩样含油情况的目的。这种方法和仪器虽然比较简单，但它们存在以下几个方面的问题：

(1)氯仿、四氯化碳等含卤素的有机溶剂对原油有荧光猝灭作用，对煤成油、凝析油及一些轻质油更甚，因而在录井过程中有可能因此而漏掉油气层，尤其是轻质油气层。虽然在文献[1]中探讨了用己烷代替氯仿、四氯化碳等含卤素的有机溶剂可以避免其对原油的荧光猝灭作用，使荧光录井的灵敏度提高 10～35 倍，但是那是新方法在室内大型仪器上实验的结果，目前国内尚无此类能广泛适用于钻井现场的仪器；

(2)现场录井采用在紫外灯下直接肉眼观察岩屑，以寻找油气层，这种方法有可能漏失大

量轻质油，因为肉眼只能观察到波长范围为400～800nm的可见光，而轻质油的荧光往往只在400nm以下才会出现；

(3)在钻井过程中，由于工程需要，在钻井液中常常需要加入改性沥青、润滑剂等类添加剂，由于这类含荧光的添加剂的引入，对岩屑荧光录井产生干扰导致荧光录井变得困难，有时甚至会使荧光录井完全失效；

(4)传统的荧光录井方法和仪器不能定量检测，只能定性估计。

90年代初期，美国Texaco公司开发了一种定量荧光仪(QFT)，仪器的激发光源为汞灯，在仪器内部采用了254nm的光作为激发光源；采用了一个只让320nm通过的发射接收滤光片；仪器以数字显示的形式输出单一波长320nm的荧光数据。相对用人工肉眼观察的方法，取得了一定的进步。但是，QFT仍存不足：其一，原油及其它一些常用的影响荧光录井的钻井液添加剂，依据其化学成分及生成的地质条件不同，在相同的激发光波长下激发，产生的荧光图谱有很大的差异(图4—45)；QFT采用单一波长接收发射，不能很好地反映每一种原油样品的二维荧光全貌，而每一种原油的荧光谱形代表其所含芳烃物质化学成分的分布，高峰出现的波长代表该种原油中所含的产生荧光的主要化学成分。从地质意义上讲，它直观地表明所钻地层油质的轻重，客观反映所钻地层的油源，能为地层对比提供一定的依据。其二，QFT数据处理自动化程度不高，不能解决钻井液添加剂的荧光干扰问题。因此QFT也不能实现真正意义上的较准确定量和解决钻井液添加剂对荧光录井干扰的问题。

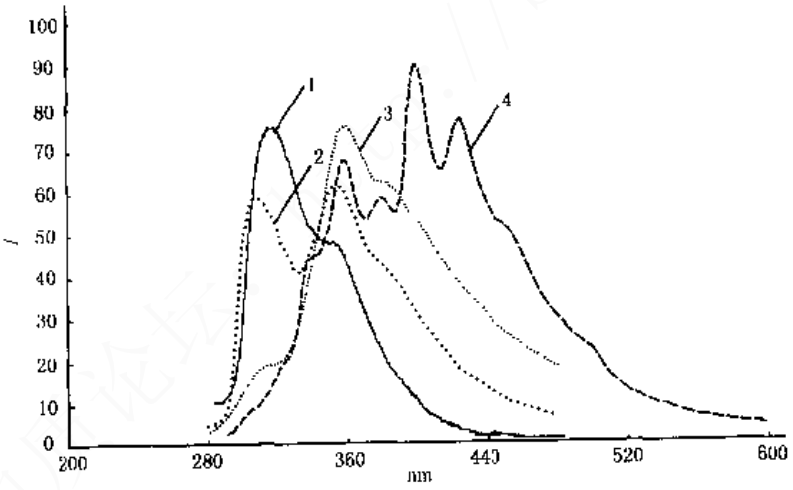


图4—45 同一激发波长下不同原油及钻井液添加剂的荧光图谱差异举例

1—寒武系原油；2—奥陶系原油；3—三叠系原油；4—磺化沥青

因而急需研制一台既能检测轻质油、凝析油、煤成油，反映各种原油样品的二维荧光全貌，又能实现真正意义上的较准确定量和排除泥浆添加剂荧光干扰的现场用石油荧光分析仪，以适应现场荧光录井的需要。为此，我们改进了荧光录井方法[1]，并研制了新型适用于钻井现场的OFA型系列石油荧光分析仪。

一、新型OFA系列石油荧光分析仪技术要点、结构框图(图4—46)和外观示意图

1．己烷作原油萃取剂的优点

己烷作原油萃取剂可以使原油荧光分析灵敏度提高10～35倍，而且使煤成油、凝析油及部分轻质油层的荧光显示更充分，从而避免漏失轻质油层。

2．仪器结构示意框图

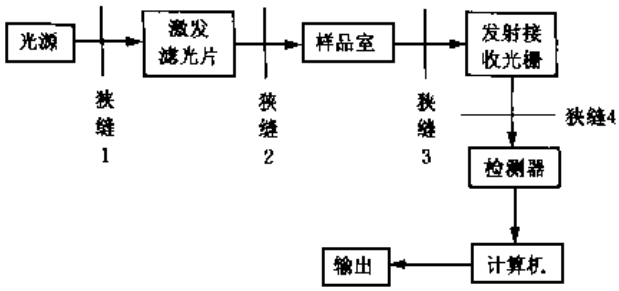


图 4—46 OFA 系列石油荧光分析仪结构示意框图

光源。150W 汞灯，鉴于对各种类型原油样品的激发光谱测试结果比较发现：用254nm 的激发光较为适宜。低压汞灯作为激发光源即能满足这一要求，而且汞灯的使用寿命较长，价格也低廉。

激发滤光片。能通过 254nm 这一单波长的光。

样品池。用外面半密封式的石英比色皿，使用特制托架可避免样品对样品池的污染。结构见图 4—47。

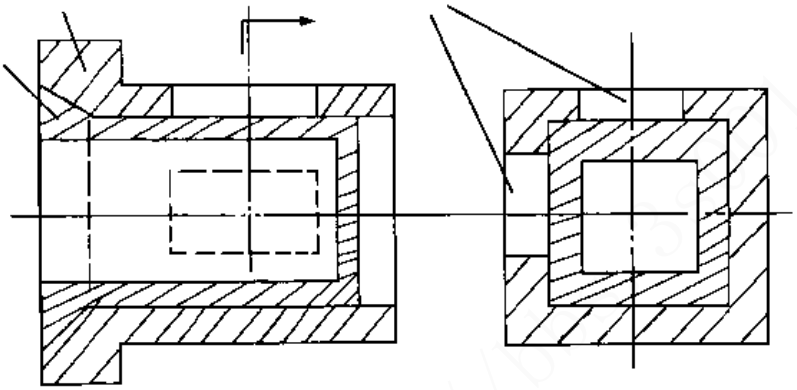


图 4—47 样品池结构示意图

发射接收光栅。波长范围 260～600nm，兼顾原油中各种可能产生荧光的成分。

检测器。采用高性能的光电倍增管(PMT)。要求其线性响应好，灵敏度高，暗电流小。

计算机。编制专用程序，不仅可以输出图谱、差谱，而且可以输出荧光主峰出现的波长、大小，荧光对比级，油性指数，荧光录井日报、月报及录井剖面柱状图等。

仪器外观示意图见图 4—48。

3. 主要技术指标

1)主机性能

(1)光源：150W 汞灯。

(2)激发波长：254nm(干涉滤光片)。

发射测定范围：260～600nm(光栅)。

(3)灵敏度：信号噪音比：$S/N \geqslant 60$ (8 档切换)或能检出 0.1mg/L 轻质油。

(4)原始图谱与扣背景图谱扫描功能。

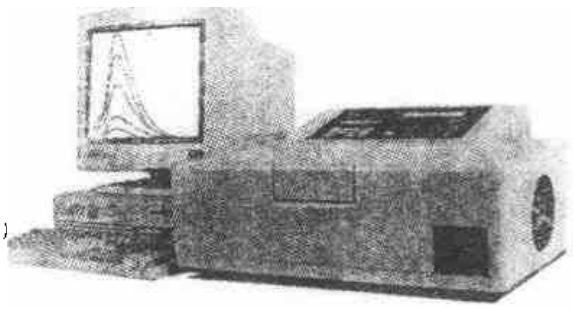


图 4—48 仪器外观示意图

2)计算机软件功能

(1)前台全自动控制荧光仪主机的参数设置及样品测定，输出图谱、差谱、荧光主峰出现的波长、大小，荧光对比级，油性指数；

(2)后台直接输出荧光录井日报、月报及录井剖面柱状图等。

二、仪器检测岩石含油性的特点

1. 仪器的灵敏度高

1)用原油对仪器灵敏度的检测

为了了解 OFA 系列石油荧光分析仪对各种类型石油的检测能力，用轻质油，煤成油，中质

油，重质油及目前所了解到的最轻（即产生荧光最弱）的凝析油和油砂样进行了最低浓度为0.1mg/L的灵敏度试验，结果都令人十分满意，见图4—49A例举的图谱。

2）水的拉曼峰法对仪器灵敏度检测

为了与荧光仪器灵敏度检测通用方法接轨，再次用水的拉曼峰法对仪器的灵敏度进行了检测。检测结果见图4—49B，表明仪器完全满足设计要求。

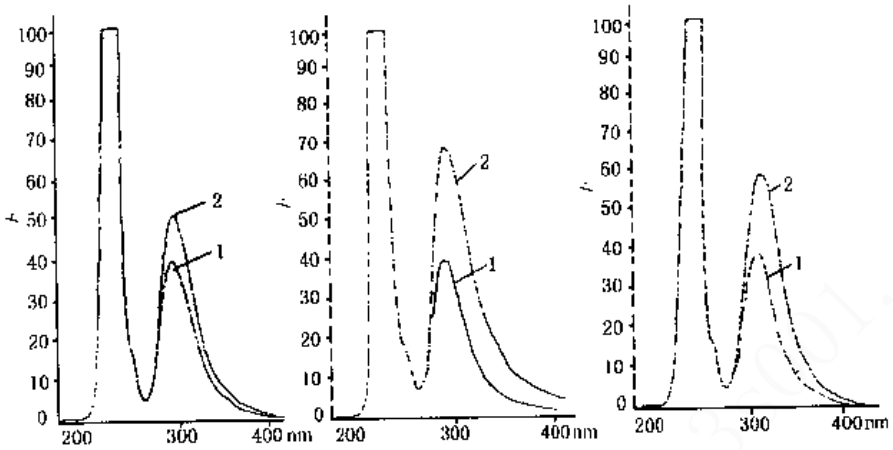


图4—49A　OFA—1石油荧光仪灵敏度图谱

1—试剂空白；2—0.1mg/L原油

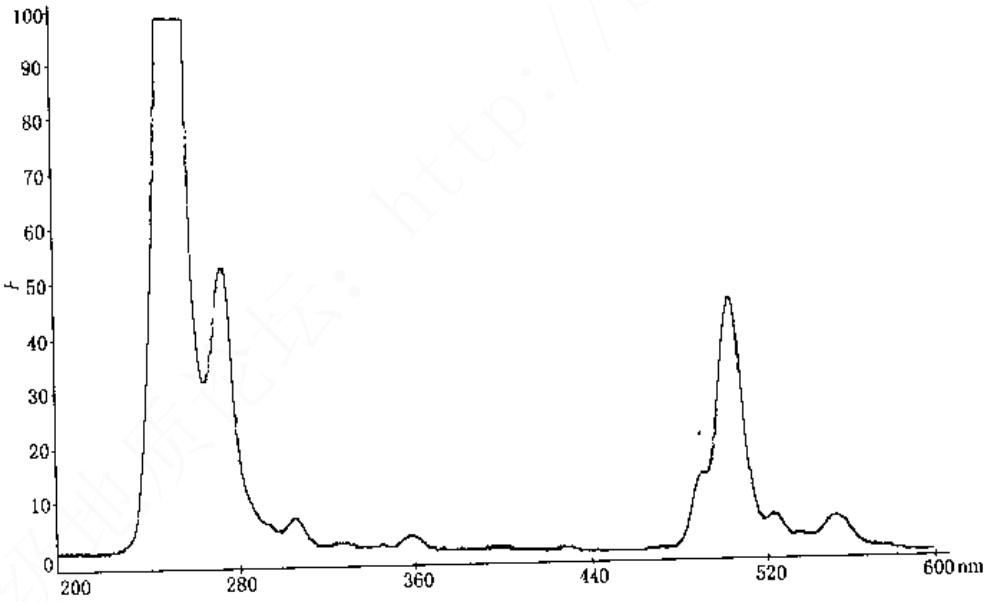


图4—49B　水的拉曼峰图谱

$S=58.45; N=0.7; S/N=83.5$

2. 仪器的重复性好，误差小

分别对一个油砂样的同一浓度样品进行3次独立的测定，测定结果见表4—35。其中最大绝对误差为±2.2%，相对误差为2.4%，这其中既包括了样品配制过程中引入的操作误差，也包括了仪器本身的测量误差。而荧光测定结果误差一般小于5%即可。从检测结果看，仪器的重复性很好。

3. 仪器的线性响应好

通过三类原油共八个样品的测定，其中三个凝析油，一个轻质油，一个中质油，一个重质油及一个煤成油，一个油砂样品。结果为：浓度不太大时，各种油样的线性响应普遍较好，凝析

油、煤成油的线性回归系数 R^2 可高达 0.9964 以上(图 4—50(a)、(b)、(c));中质油、重质油在浓度 40mg/L 以内时,R^2 也可达 0.96 以上。当浓度再高时,曲线就发生了弯曲,用多项式方程回归的方法可以得到 R^2 大于 0.99 的二次方程。这一规律完全符合比尔定律。油质越轻,线性响应范围越大,例如:34#凝析油线性响应范围可达 60mg/L;油质越重,线性响应范围越小,例如:50#重质油线性响应范围只约为 40mg/L(图 4—50d)。

表 4—35 仪器的重复性分析数表

日 期	荧光峰值	平均值	绝对误差,%	相对误差,%
5.23	93.9		2.2	2.4
5.24	90.0	91.7	-1.7	-1.9
5.25	91.1		0.6	-0.65

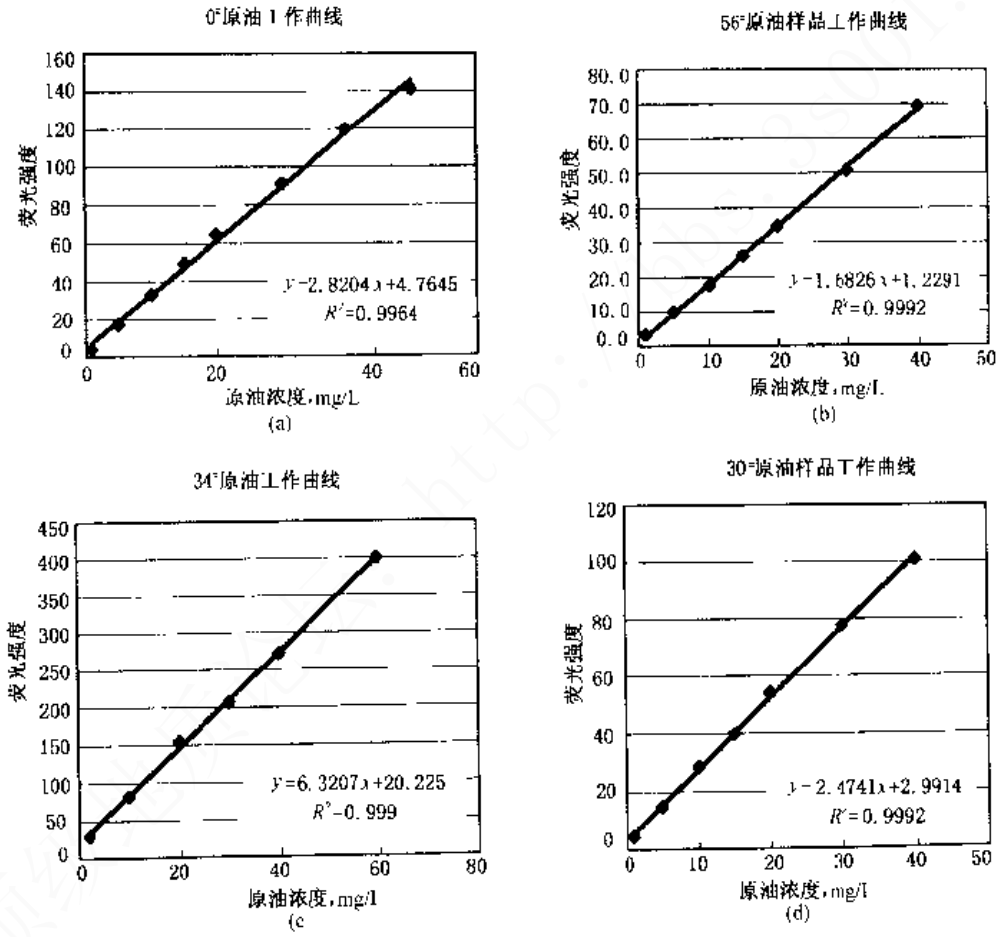
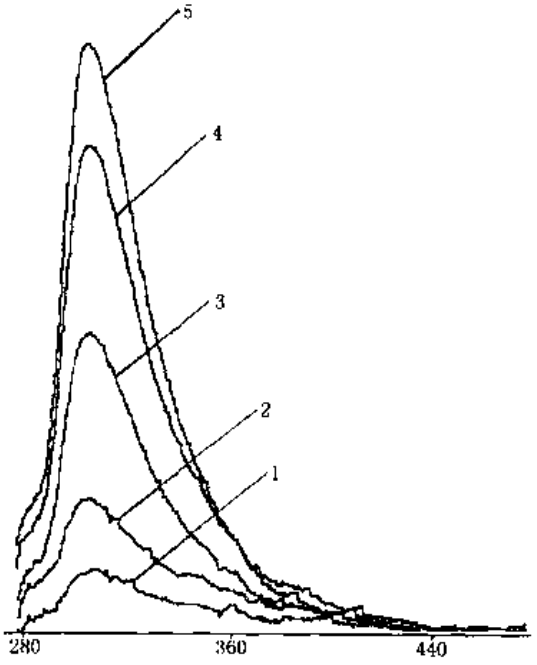


图 4—50 仪器的线性响应及 R^2

4. 仪器消除泥浆添加剂荧光干扰的能力强

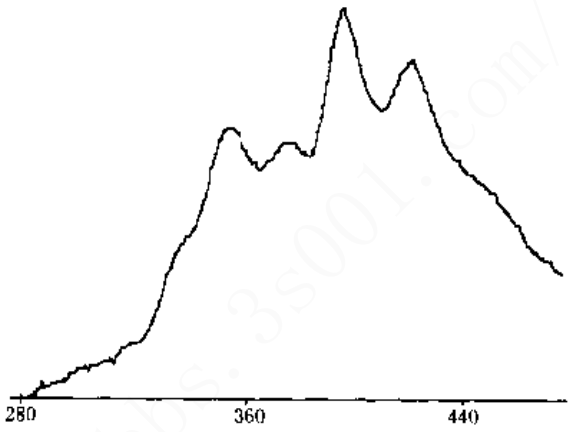
有些泥浆添加剂由于本身能够产生与原油同一波长范围内的荧光,常常在被使用时对荧光录井工作产生影响。在这类添加剂中影响严重的首推磺化沥青,以磺化沥青 FT—1 作为研究对象对各种原油进行污染,然后再用仪器消除干扰,确定 OFA—I 型石油荧光分析仪消除泥浆添加剂荧光干扰的能力。实验结果见图 4—51。图 4—51A 是采用四川遂南遂 8 井原油测得的荧光图谱,通过测试得知:它是目前所得到的油质最轻、荧光最弱的一个油样。将它分别配制成 1、2、5、8、10mg/L,然后再加 1mg/L FT—1 干扰,干扰后的情况见图 4—51(c)。利用 OFA 型石油荧光分析仪的差谱功能将污染物的荧光除去,得到图 4—51(d)的差谱。将图 4—

51(d)与图 4—51(a)比较会发现:图 4—51(d)与图 4—51(a)无论是形状还是大小都完全相同。这说明 OFA 型石油荧光分析仪把 FT—1 的荧光干扰彻底除去了。



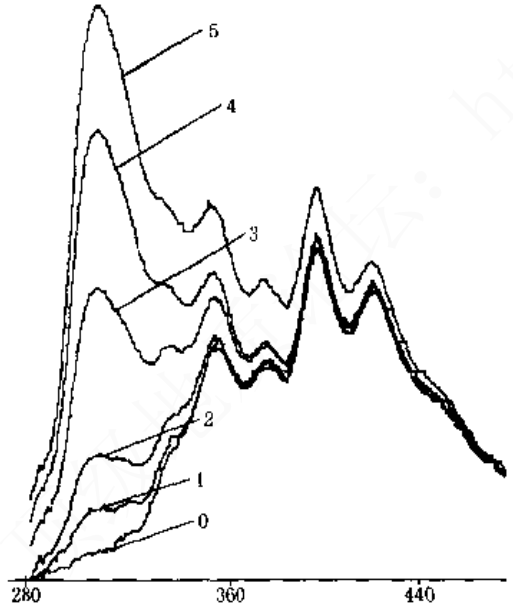
(a) 四川遂南遂 8 井原油的荧光图谱

1—1mg/L;2—2mg/L;3—5mg/L;
4—8mg/L;5—10mg/L



(b) FT—1 荧光图谱

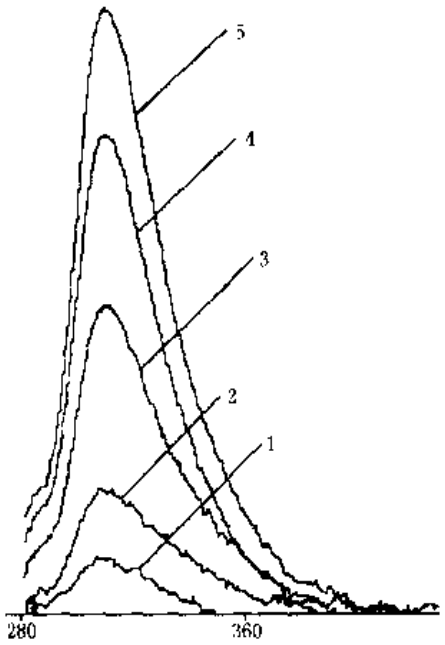
FT—1 浓度为 1mg/L



(c) 不同量四川遂南遂 8 井原油

1mg/L + 1FT—1 荧光图谱

0—1mg/L FT—1;1—1mg/L 油 + 1mg/L FT—1;
2—2mg/L 油 + 1mg/L FT—1;3—5mg/L FT—1;
4—8mg/L + 1mg/L FT—1;5—10mg/L + 1mg/L FT—1



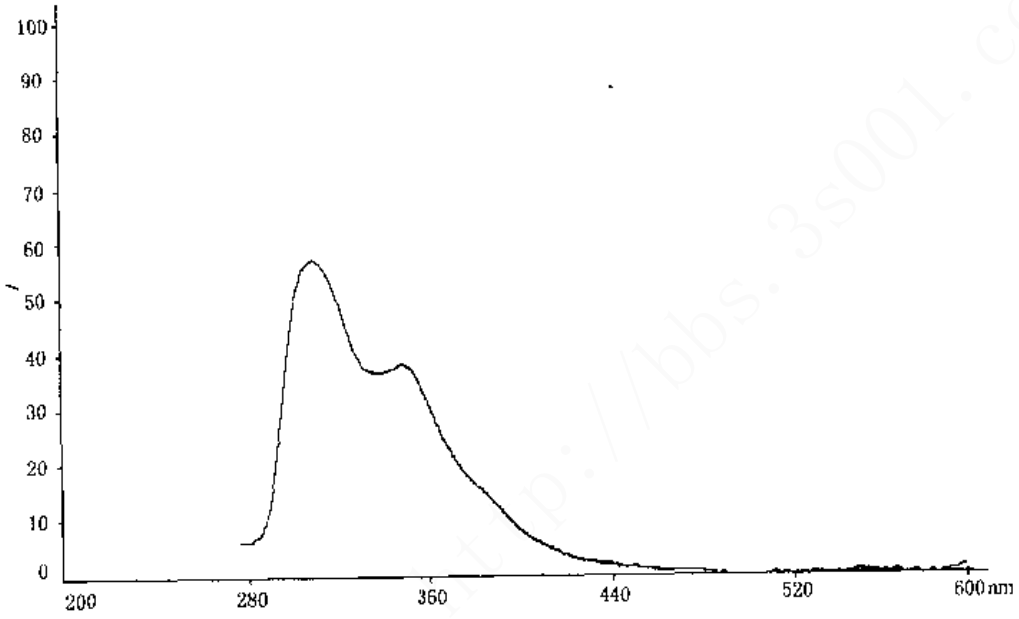
(d) 不同量四川遂南遂 8 井原油的荧光差谱

1—1mg/L;2—2mg/L;3—5mg/L;
4—8mg/L;5—10mg/L

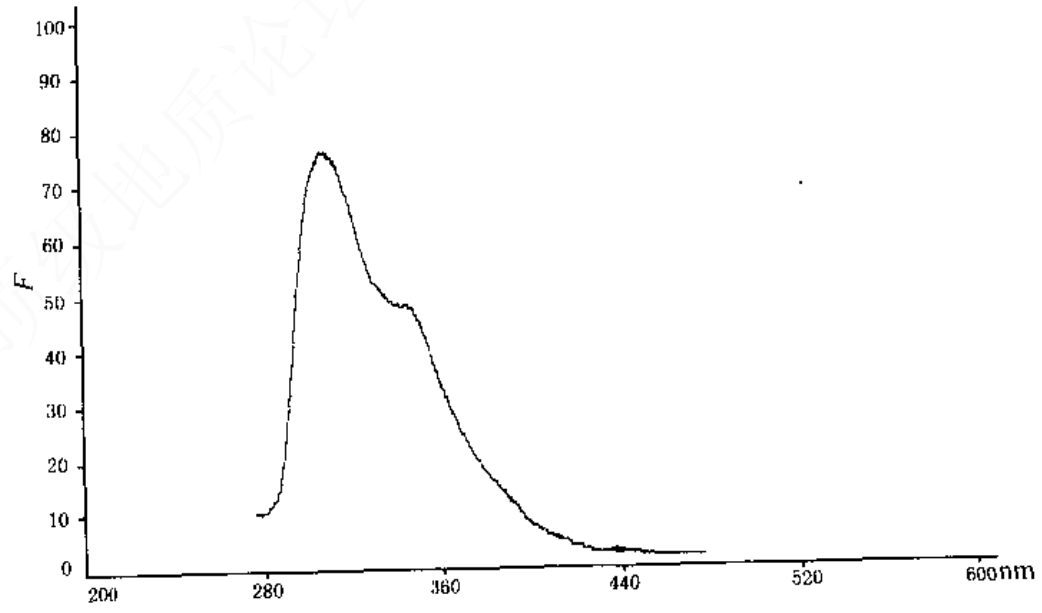
图 4—51 仪器消除泥浆添加剂荧光干扰的效果举例

5. 不同产油层荧光图谱具有不同的反应效果

本次测试还发现OFA型石油荧光分析仪不仅能够区分油质轻重，而且还可以通过图谱形状区分所测油样的地质年代。这里仅以华北油田的油样为例说明该特点。苏1—8井和苏401井原油均为寒武系原油，它们不仅油质都比较轻，而且具有完全相同的荧光峰形。苏1井和京24井的原油都为奥陶系原油，它们的轻质组分与中质组分的荧光强度大小相当，重质组分含量较少，且具有完全相同的谱形特征。兴39—1井、宁3井代表了第三系原油的荧光峰形特征。它们都表现为轻质组分较少，中质组分是主要成分，重质组分从图谱中也明显可见(图4—52)。这为石油地球化学研究油源对比提供了一些有用的信息。



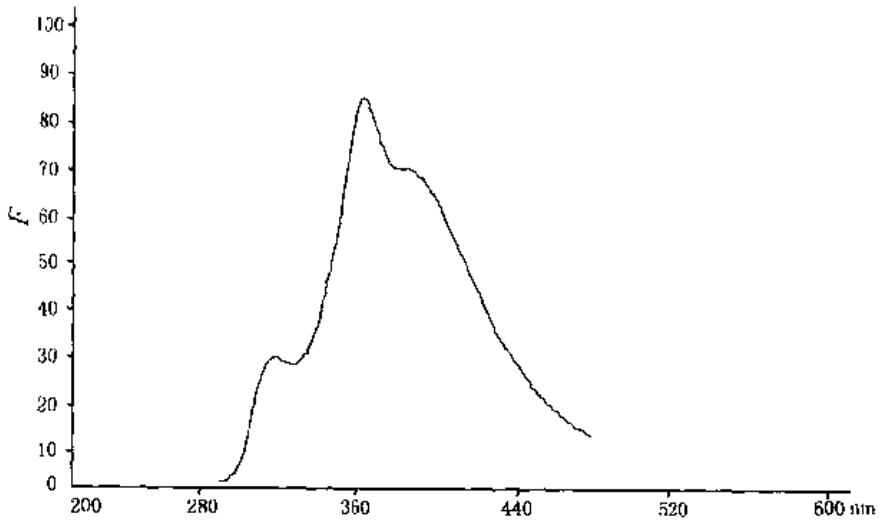
(a) 华北油田苏401井寒武系原油



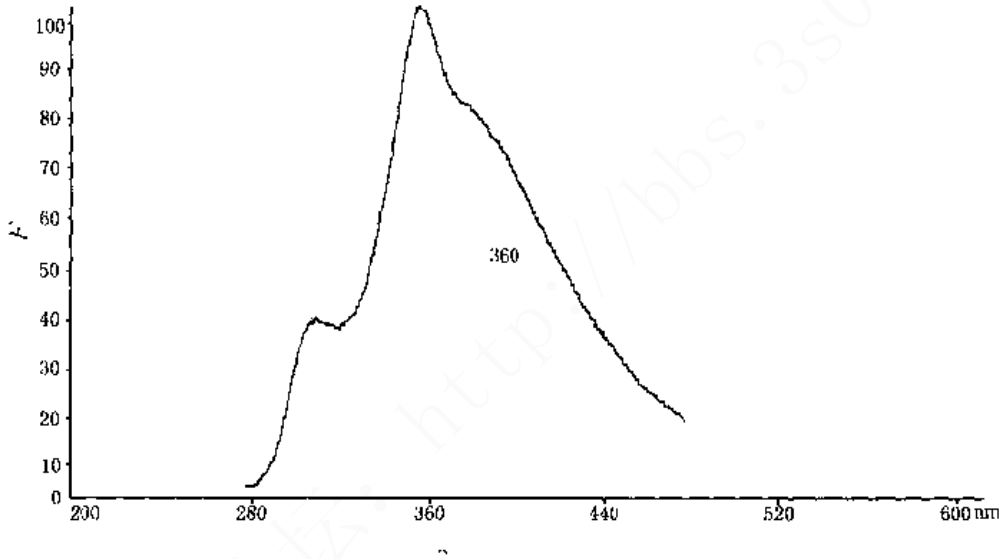
(b) 华北油田苏1—8井寒武系原油

图4—52 不同产油层荧光图谱具有不同的反应效果

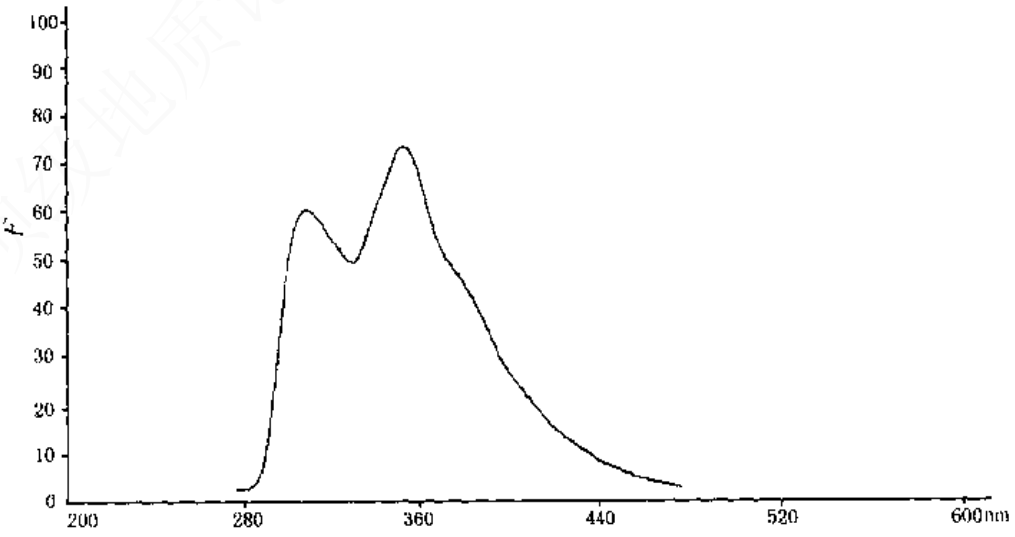
http://bbs.3s001.com/



(c) 华北油田宁 3 井东营组(第三系)原油

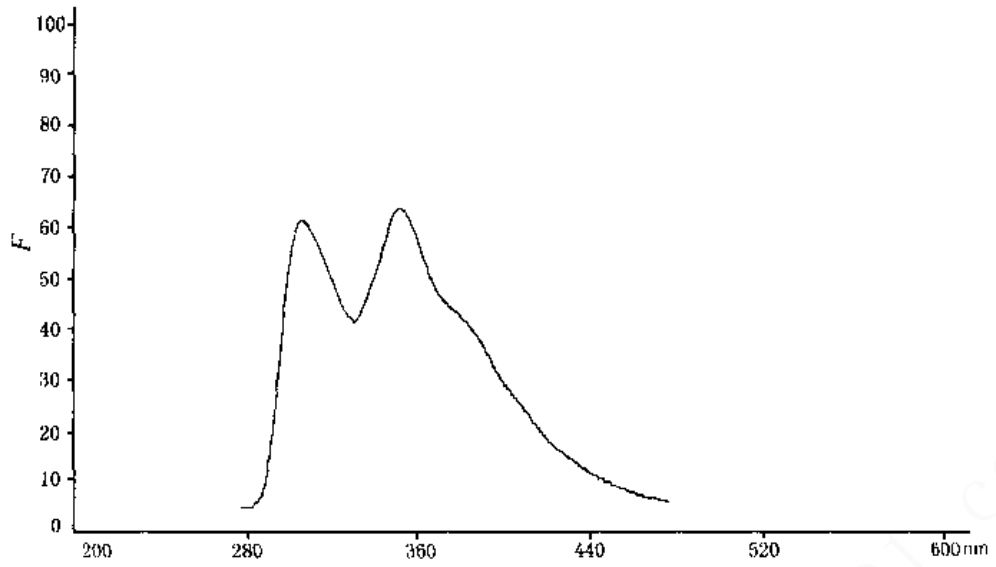


(d) 华北油田岔 39—1 井 Ed_3(第三系)原油



(e) 华北油田苏 1 井奥陶系原油

图 4—52 不同产油层荧光图谱具有不同的反应效果



(f) 华北油田京24井奥陶系原油

图4—52 不同产油层荧光图谱具有不同的反应效果

6. 微机功能全，自动化程度高

到目前为止，仪器可以由外接计算机和自带单片机两种方式控制。

仪器自带单片机具备以下7个方面的功能：

(1)能输出两维坐标数据处理结果。

(2)能根据测定对象的不同要求，任意选择设置仪器测定的状态参数，适用范围广。

(3)能在指定的测定波长下迅速测定对应的荧光强度。

(4)具备仪器设计中要求的测量差谱的功能，能够消除试剂及钻井液添加剂的荧光干扰。

(5)能存储背景图谱及工作曲线常数，实现样品含油浓度的自动输出。

(6)具备测试过程中的扫描中止功能。

(7)具备状态转换功能。

外接计算机应用程序能以更快捷更方便的方式完全替代仪器自带单片机工作外，还能将测定得到的原始图谱和经过处理的图谱分别存入专用数据库中以备随时调用和长期保存。与此同时，所有荧光录井信息都能以数据表(例如日报、月报)和油井剖面柱状图的形式在该应用软件的后台自动编辑输出，大大简化了荧光录井数据处理的工作量。

三、OFA石油荧光分析仪在现场荧光录井中的应用

1. 凝析油的测试

过去，传统的荧光录井方法对凝析油及一些轻质油检测困难，而OFA系列石油荧光仪对这类油的检测灵敏度很高。

大港油田板深7井是一口用欠平衡技术钻进的预探井，当钻入奥陶系时发现有气从井内溢出，但常规荧光录井却难以确定该地层是否含油和油质情况，直到井内有石油涌出时才最终确定该地层含油，试油结果表明该层为产能很好的凝析油。随后大港油田将该井的岩样用OFA—1石油荧光分析仪检测，发现岩屑和岩心样品均含凝析油，荧光的峰值出现在310nm处(不在人眼直接能够观察的范围内)，含油级别在7级以上。

2. 随钻荧光录井及泥浆添加剂荧光干扰的消除

在实际的钻探施工中，井下安全和泥浆添加剂的荧光问题是钻井工程与地质录井之间一个十分敏感的话题，更由于传统方法所用试剂的不科学性导致了问题的进一步复杂化。随着

OFA 石油荧光分析仪及相应方法在钻井现场的应用，这些问题都迎刃而解了。

在钻井现场解决该问题的一个实际例子是华北油田岔 15—332 井。录井从井深 1696～2460.50m，共测定 57 个岩样，其中岩屑样 11 个，岩心样 46 个。1696m 和 1744m 两个岩屑样虽然不含油，但是用 OFA—I 石油荧光分析仪在高灵敏度条件下测定发现它们也有荧光，不过其图谱形状与泥浆添加剂 RH—8501 完全相同，证明不是原油的荧光，故利用仪器消除干扰的功能将其差减去。在这口井的录井中发现：OFA—I 石油荧光分析仪数据与 QFT 和常规荧光在趋势上都有很好的对应关系，但 OFA—I 石油荧光分析仪数据不仅消除了泥浆添加剂的荧光干扰，而且还能较其它方法更准确科学地定量给出岩样的含油量。见表 4—36 中例举的部分数据。

另一个例子是大港油田的一口重点预探井。该井采用欠平衡技术钻进，钻井液中加入了含荧光成分的硅稳定剂、润滑剂等。先用传统的紫外荧光灯法进行岩屑荧光录井，滴照和浸泡岩样所用的试剂为三氯甲烷。钻至 4112～4114m，滴照未发现异常显示，浸泡 24h 后荧光定为 10 级，岩性定为灰色荧光石灰岩。但由于钻井液中含有影响荧光录井的添加剂存在，该方法所得的荧光对比级是否真实无法确定。后用 OFA－I 型石油荧光分析仪进行核实，选用 4108m 无荧光显示的石灰岩做背景岩样，其己烷浸泡液的荧光见图 4—53(a)。于井深 4113m 和 4114m 分别采样分析，用 OFA—I 型石油荧光分析仪的差谱功能检测得到图 4—53(b)所示的两个图谱。将该图谱与作标准参比油样的邻井油样的荧光谱形(图 4—53(c))和背景岩样的荧光谱形(图 4—53(a))进行比较，判定该荧光显示为真实的地层荧光显示，并且通过定量得到该油气显示为荧光级，根据主峰波长断定油的性质为轻质油含中质成分。该重要显示层的确认为本地区的进一步钻探奠定了扎实的基础。

表 4—36　华北油田岔 15－332 井 OFA—I 型荧光录井数据(部分)

井深 m	岩性	OFA 型荧光仪测定结果				常规方法对比级	其它方法结果		岩样类型
		λ_{max}	荧光值	相当油含量，mg/L	对比级		国外产品荧光值	电测解释	
1696	灰色泥质粉砂岩	307	0.0	0.0	0.0	2	6.77		岩屑
1744	灰色粉砂岩	310	0.0	0.0	0.0	5	5.34		
1852	灰褐色油斑粉砂岩	358	20430	3400	13.4	油迹	11000	油层	
1902		359	27450	4520.5	13.9		16100		
1910		359	23310	3889.7	13.6		9990		
1952		358	13830	2278.1	12.9		8590		
2002		358	3768	626.0	11.0		3300		
2023.79	灰褐色油浸粉砂岩	358	42480	7075.6	14.5	油浸	16200		岩心
2020.39		359	76320	12682.4	15.3		16800		
2025.09		359	53640	8826.8	14.8		14100		
备注	1. 标准油样为华北油田岔 15—145 井原油 2. 原油浓度 C 与荧光强度 F 的关系式为：$C=(0.17F-0.73)\times$稀释倍数 3. 该井为密闭取芯井，钻井液中加有白油类弱荧光添加剂								

3. 复杂情况下分辨真假荧光显示

华北油田岔 33—32X 井是一口用 PDC 钻头钻的井，岩屑特别细碎，由于无法挑样，只好用混合样检测。不仅如此，这口井曾在井深 1230、1440、2380m 三次向泥浆中加入防塌润滑剂

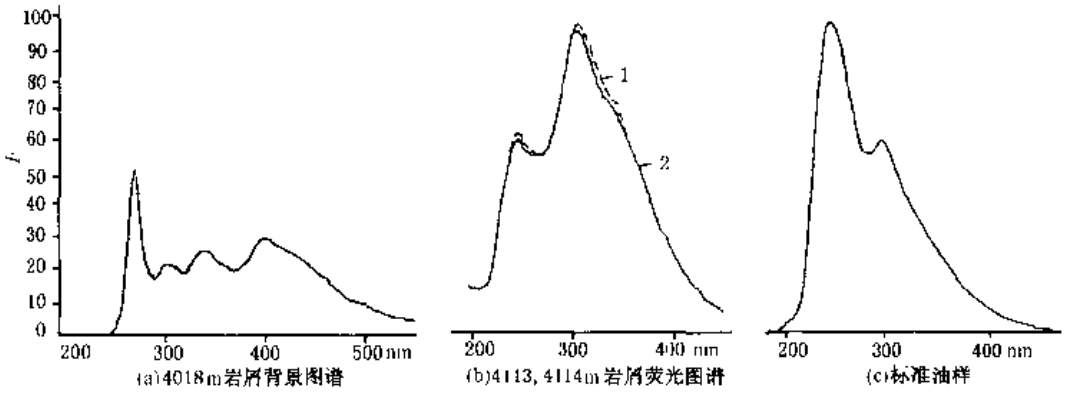
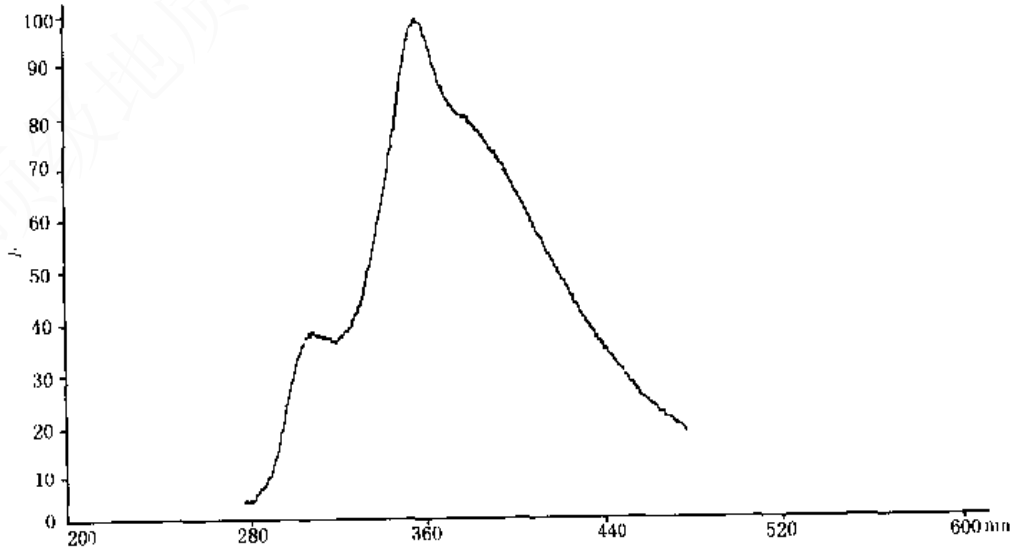


图 4—53　OFA—1 石油荧光分析仪在大港油田应用举例

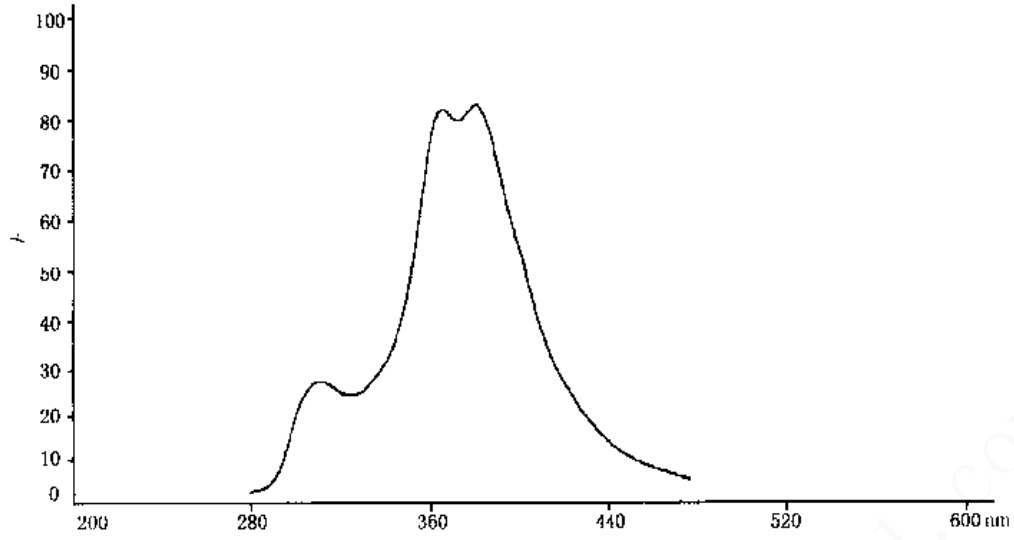
RT—9051 各 4t，累计 12t。通过用 OFA—1 石油荧光分析仪测试发现：防塌润滑剂 RT—9051 的荧光图谱形状与该井所用标准油样的荧光图谱除 400nm 处多一个峰外，形状大体相似（见图 4—54(a)、(b)），更加上不是随钻测试，对当时的情况了解不够，不能随时调整背景样品，这一系列的情况都使得测试的难度加大了许多。尽管如此，OFA—1 石油荧光分析仪的图谱差减、图谱输出及定量功能还是能大致判断岩屑的荧光是否是来自地下。下面举一些典型的实例进行说明。2750～2752m，2774～2776m，2790～2792m 和 2802～2804m，虽然其中有的荧光强度并不太大，但还是认为它们的荧光来自地下，这是因为它们的峰形与泥浆中加入的防塌滑润剂 RT—9051 的峰形有很大的不同。图 4—54(b)是用于岔 33－32X 井的对荧光有影响泥浆添加剂 RT—9051 的荧光图谱；图 4—54(c)、(d)是 2802m 和 2804m 处岩样的荧光图谱。比较这些图谱不难发现，二者无论峰形还是主峰波长都有很大的不同，因而判定荧光主要来自岩屑内含的沥青成分，油相对较少，电测解释为水层也与这一情况相吻合。对于这类荧光显示，QFT 仪不能作出相应的反映，因为它只能在 320nm 处接收荧光，不能展示重质油成分的荧光。

综上所述，在解决复杂条件下的荧光录井问题上，如果充分利用 OFA 石油荧光分析仪的图谱差减、图谱输出及定量功能还是能大致判断岩屑的荧光是否来自地下，粗略了解地层含油量的相对大小及含油特性。

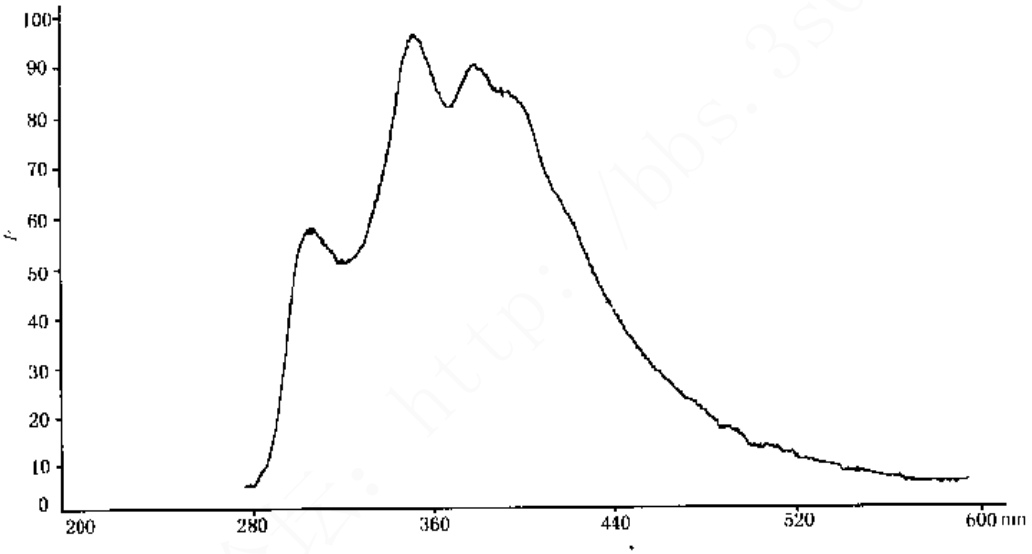


(a)　华北油田岔 39—1 井 Ed_3(第三系)原油荧光图谱

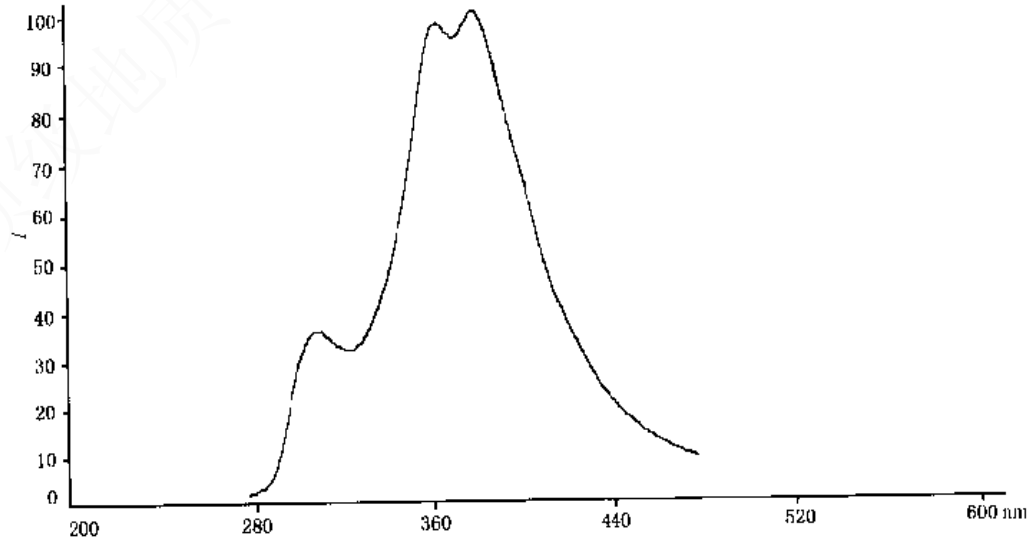
图 4—54　复杂情况下用谱形判断真假油层显示举例



(b) 岔 33—32 井混合岩屑荧光图谱，井深 2802m



(c) 防塌滑润剂 RT—9051 荧光图谱



(d) 岔 33—32 井混合岩屑荧光图谱，井深 2804m

图 4—54 复杂情况下用谱形判断真假油层显示举例

四、与国内外同类仪器比较

1. 各种钻井现场用荧光仪情况比较

OFA系列石油荧光分析仪与其它现场用的荧光仪的比较见表4—37。从表中比较情况看：该仪器是目前国际国内唯一既能够检测轻质油、凝析油、煤成油，反映各种原油样品的二维荧光全貌，又能实现真正意义上的较准确定量和排除泥浆添加剂荧光干扰的全新的用微机控制的数据处理自动化程度很高的现场用系列石油荧光分析仪。

表4—37　各种钻井现场用荧光仪情况汇总比较表

仪器名称	紫外荧光灯	YZ—1型荧光仪	QFT定量荧光计	OFA系列石油荧光仪
激发波长，nm	365	310	254	254
发射接收方式	人眼直接观察	数字显示，人工读取	数字显示	自动谱图打印记录
发射接收波长	混合光	347nm、379nm、580nm	320nm	200～800nm连续
灵敏度	5～10级间较准确	0.1mg/L	ppb级	0.1mg/L
给出信息量	少	较多	较少	多
消除污染方式	无	人工扣除	人工扣除	计算机自动扣除
定量能力	半定量	定量	定量	准确定量
人为因素影响程度	严重	较轻	较轻	无

2. 与PE公司Ls50B荧光光谱仪仪器比较

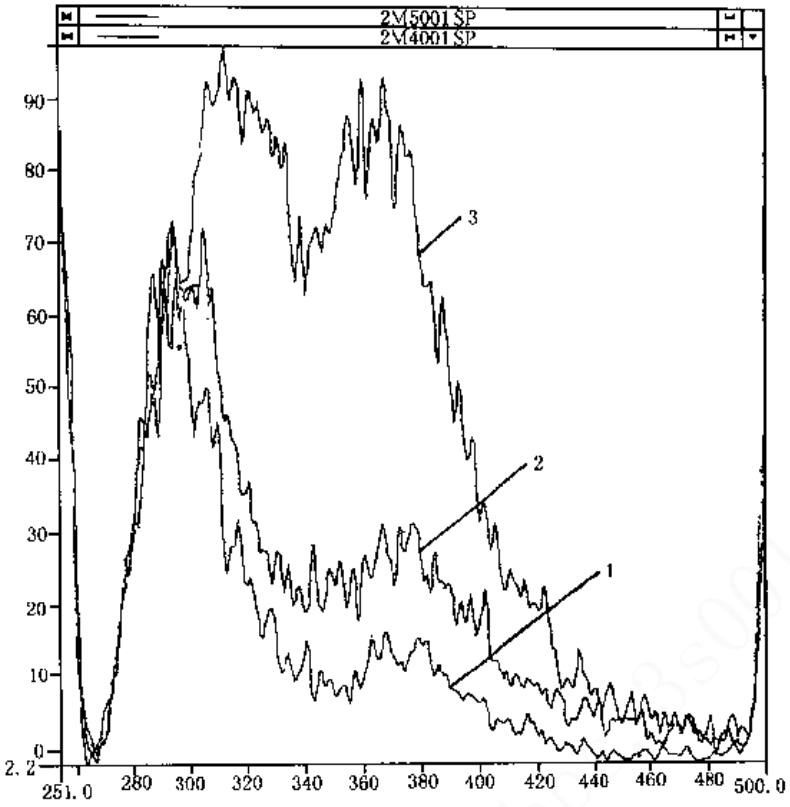
用一种轻质油样对仪器的灵敏度进行了测试，分析结果表明：两种仪器对这类轻质油的分析灵敏度都可达0.1mg/L。但从图4—55中可以看到：相同的检测灵敏度条件下，OFA—1型石油荧光分析仪信号噪声要比美国P.E.公司生产的Ls50B型荧光分光光谱仪的信号噪声小许多。这说明OFA—1型石油荧光分析仪检测油品的荧光的专用性更强。

3. 与通常录井及与QFT测试数据比较

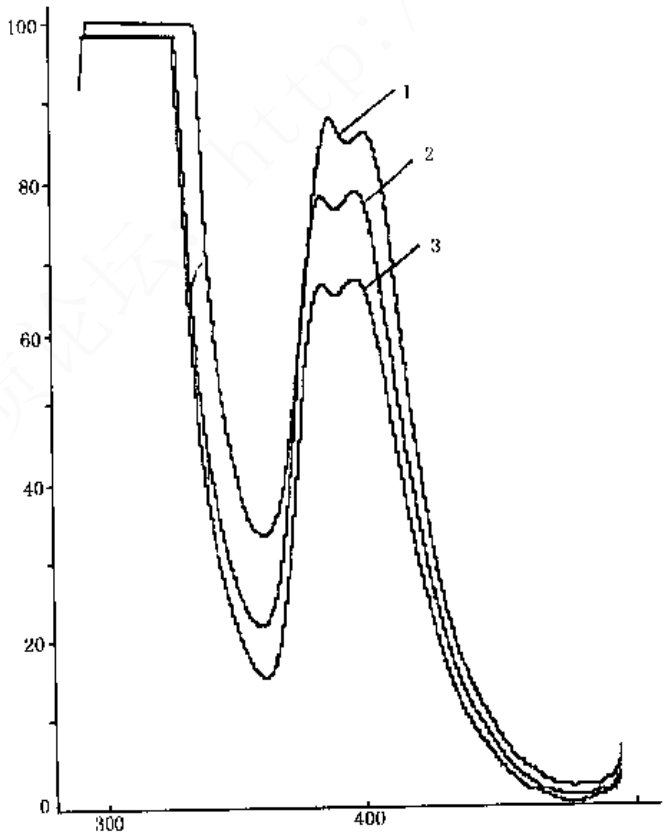
测试结果举例见表4—36。从表4—36结果看：OFA—1石油荧光分析仪测得的荧光值与QFT测得的荧光值大小趋势十分相近，二者有很好的可比性。从OFA—1石油荧光分析仪测得的荧光值折合含油浓度及对比级看，与常规录井方法取得的结果也十分吻合。

五、结论

综上所述：OFA系列石油荧光分析仪是在对传统荧光录井方法进行了充分研究而且提出了大胆的改进措施的基础之上[1]研制出来的既能够检测轻质油、凝析油、煤成油，反映各种原油样品的二维荧光全貌，又能实现真正意义上的较准确定量和排除泥浆添加剂荧光干扰的全新的用微机控制的数据处理自动化程度很高的现场用系列石油荧光分析仪。该仪器与传统荧光录井方法及国际上现有的方法和仪器相比具有显著的优越性。



(a) Ls50B 型荧光光谱仪



(b) OFA—1 石油荧光

图 4—55 OFA—1 石油荧光分析仪与 Ls50B 型荧光分光光谱仪的信号噪声比较

1—试剂空白;2—0.1mg/L 13# 原油;3—1mg/L 13# 原油

第五节　储油气层评价

在以上储集层实验测试分析后，对所取得的各项数据分析研究并进行储集层综合评价。

一、储集层成岩阶段的划分

综合自生矿物、粘土矿物及其混层比的变化，并参考有机质热成熟度（R_o、TAI、T_{max}）、地温及砂岩孔隙类型等各项指标将碎屑岩储集层的成岩阶段分为同生、早成岩、晚成岩及表生四期，早成岩期分为A、B期，晚成岩期分为A、B、C期，它们分别与有机质的未成熟、半成熟、成熟、高成熟及过成熟相对应。而碳酸盐成岩阶段也划分为同生、早成岩、晚成岩及表生四期（见表4—38、表4—39）。

二、判别孔隙类型、次生孔隙成因，预测次生孔隙及油气分布层段

（1）孔隙类型，在早成岩期（也就是蒙皂石带）是以原生孔隙为主，其末期（无序混层带）可出现混合孔隙，而在晚成岩期是以次生孔隙为上。

（2）次生孔隙的成因及预测次生孔隙和油气分布层段。

我国陆相碎屑岩储集层的次生孔隙是普遍存在的，主要是由方解石、菱铁矿以及长石的溶解而造成，还有少量次生孔隙是由于暗色矿物（辉石、角闪石、黑云母）以及方沸石、浊沸石的溶解，使原来较为致密的岩石产生了次生孔隙。

综合各油区资料，深部地层中次生孔隙的形成与沉积相带和泥岩中混层粘土矿物的转化及脱水过程有密切的关系，它受泥岩层间水脱水时期所控制，次生孔隙的主要分布井段，正是泥岩处于突变压实阶段，也就是有序混层带阶段，与此同时，也正是生油岩开始成熟并有烃类的形成阶段，因此次生孔隙和油气的分布往往邻近于I/S混层有序混层带，在I/S混层伊利石带及绿泥石—伊利石带由于再胶结作用，所以次生孔隙减少而裂缝开始发育，在裂缝发育处也伴随有次生孔隙的发育，这时由于地层温度较高，一般大于140℃，所以有轻质油及气出现。

三、自生矿物类型、产状、含量的研究

在储集层评价中自生矿物是一项很重要的指标，我国储集层中最常见的自生矿物有各种碳酸盐类矿物，如方解石、白云石、含铁白云石、铁白云石和菱铁矿；有石英和钾长石的次生加大，有石英和钠长石的自形晶小晶体及斜长石的钠长石化；有各类沸石，包括方沸石、浊沸石、片沸石、钠沸石等；有石膏、硬石膏、重晶石等硫酸盐矿物；还有片钠铝石、榍石和帘石等少量偶见的自生矿物。

不同类型的自生矿物出现和分布都有一定的物理化学条件和特定的地质历史环境，随着成岩作用影响的加强以及地层温度、压力的升高和孔隙水化学性质的变化，就能出现不同类型的自生矿物（表4—40）。它能指示该岩石的形成发展过程，而且自生矿物也是影响岩石物性和储集类型的重要因素，对保护油层、防止油层损害以及合理拟订增产措施也是重要依据。因而自生矿物研究在储集层评价中有特殊的意义。

1. 自生矿物可作为地质温度计

用自生矿物可了解岩石在成岩过程中经历的热变史，从而为确定生油门限、计算地温梯度和了解地层的沉积埋藏史和成岩环境提供依据。

各种自生矿的的形成温度归纳如下：

（1）I/S混层粘土矿物。

无序混层带顶界（S层在I/S混层中占70%），70℃。

表 4—38　碎屑岩成岩阶段划分规范(据应凤祥)　SY/T　5977—92

成岩阶段		古温度	有机质			泥质岩		砂岩固结程度	砂岩中自生矿物											溶解作用			接触类型	孔隙类型
阶段	期		R_o	孢粉颜色 TAI	成熟带	I/S中S层%	混层类型分带		蒙皂石	I/S C/S混层	高岭石	伊利石	绿泥石	石英加大级别	方解石	铁白云石	长石加大	钠长石化	沸石	石膏硬石膏	长石及岩屑石	碳酸盐类	沸石类		
		℃	%																						
同生成岩阶段		常温	(1)海绿石、鲕绿泥石的形成;(2)同生结核的形成; (3)平行层理面分布的菱铁矿微晶及斑块状泥晶;(4)分布于粒间和颗粒表面的泥晶碳酸盐。																						
早成岩	A	常温 $65\pm\frac{5}{5}$	<0.35	淡黄<2.0	未成熟	>70	蒙皂石带	半固结—弱固结								泥晶				石膏			点状	原生孔发育
	B	$65\pm\frac{5}{5}$~ $85\pm\frac{5}{5}$	0.35~0.5	黄<2.5	半成熟	70~50	无序混层带	半固结							1	亮晶	泥晶							原生孔及少量次生孔	
晚成岩	A	$85\pm\frac{5}{5}$~ $140\pm\frac{10}{10}$	>0.50~1.3	桔黄—棕2.5~3.7	成熟	50~>15	无序混层带	固结							II	含铁	亮晶			硬石膏			点—线状	次生孔发育	
	B	$140\pm\frac{10}{10}$~ 170^{+5}_{0}	>1.30~2.0	棕黑>3.7~4.0	高成熟	≈15	超点阵有序混层带								III	铁晶							线—缝合状	次生孔减少,并出现裂缝	
	C	$170\pm\frac{5}{0}$~ 200	>2.0~4.0	黑>4.0	过成熟	混层消失	绿泥石带								IV									裂缝发育	
表生成岩阶段		(1)含低价铁的矿物(如黄铁矿、菱铁矿、铁白云岩、铁方解石、云母、绿泥石、海绿石等)的褐铁矿化;(2)褐铁矿的浸染现象;(3)碎屑颗粒表面的高价铁的氧化膜;(4)新月形碳酸盐胶结物及重力胶结;(5)渗流填充物;(6)表生钙质结核;(7)硬石膏的石膏化;(8)表生高岭石;(9)溶解孔、洞																						

表 4—39 碳酸盐岩成岩阶段划分及主要标志(据方少仙、孔金祥) SY/T 5478—92

成岩阶段	主要标志 / 成岩环境	古温度 ℃	有机质成熟度	镜质组或沥青反射率%	藻	钻孔泥晶化	方解石胶结物														新生变形			白云石胶结物或交代白云岩									交代作用							溶蚀孔隙		白云石晶间孔隙	裂	渗流构造		
							晶体形态							组构				成分						晶体形态				组构			成分														
							颗粒硬化	泥晶、微晶	球粒	纤状	柱状或马牙状	叶片状	粒状	粗亮晶	环边	镶嵌	共轴	连晶	新月型、重力	方解石	含铁方解石	矿物转化	重结晶	压力双晶	泥粉晶	细粗晶	畸形	透明晶	环边	镶嵌	分散交代	白云岩	含铁白云岩	硬石膏化	石膏化	重晶石化	天青石化	萤石化	去白云石化	去石膏化	选择	非选择			渗流粉砂	渗流豆粒	渗流充填物
同生成岩	海潮湖底上成	常温																				蒸发渗透回流		混合水调整																			
	混合水																																										
	大气淡水																																										
早成岩	浅埋藏	常温~80	未—半成熟	0.4~0.5																			埋藏																				
晚成岩	中—深埋藏	>80~200	成熟—过成熟	>0.5~4																			压实调整		热水																		
表生成岩	表生成岩	常温																		淡水																								

注:①有机质成熟度及古温度的界限可与油气演化及运移相对应,与砂岩成岩阶段划分规范类似,但与成岩环境不完全相符,各地视具体情况订正;

②"……"表示少量或可能出现的成岩标志

表 4—40　各种自生矿物在不同成岩阶段的分布及产状(据应凤祥,1987)

分布及产状 / 自生矿物 / 成岩阶段		碳酸盐矿物				自生粘土矿物					硅酸盐类			沸石类及其它矿物		温度(顶界)℃
		方解石	白云石	铁白云石	菱铁矿	蒙脱石及其转化	I/S混层中S层,%	伊利石	绿泥石	高岭石	石英	长石	钠长石			
早成岩期	A	泥晶(粒间)	泥晶(粒间)		泥晶(粒间)	常见	>70		粒表	少见	一般未见					
	B	亮晶,呈粒间或嵌晶式交代颗粒边缘	泥晶—微晶含铁白云石	呈微晶粒间		开始明显向混层转化为无序混层	70~50			常见	少见,可形成于原生孔隙中					60~70
晚成岩期	A	亮晶,呈粒间及交代碎屑颗粒(大部分或全部),少量呈脉式充填裂缝	亮晶含铁白云石	亮晶含量由少到多,产状有粒间充填加大或交代	亮晶有时集中分布在云母表面	混层属部分有序	50~35			遍呈书页状、蠕石状	普遍呈加大或小晶体,可以形成于次生孔隙中	呈加大	呈小晶体或钠长石化	浊沸石、绿纤石	方沸石	80~90
						为有序混层	20±									95~110
	B							呈丝发状、针刺状	呈绒球状、叶片状	少见或消失						140±
	C	脉状裂缝充填普遍	亮晶			混层消失变为伊利石		片状	片状	消失						>175
		有不同阶段均有形成,产状不一致		可作为进入后生中期的标志矿物		可划分成岩阶段及预测有机质成熟度				有粒间裂缝充填或交代石等产状						

有序混层带顶界(S层在I/S混层中含量<50%),80～90℃。

伊利石带顶界(S层I/S混层中含量<20%),130～140℃。

(2)石英次生加大出现的顶界(相当于早成岩期B期),随着埋藏成岩作用的加强,石英加大可在较高温度下形成。

(3)铁白云石。开始出现井段的温度为80～90℃,随着地层埋深和温度的升高,在高于100℃时它分布普遍且数量增加,并呈交代方解石或在白云石外围呈加大产出,也有充填残余孔隙空间的,其Fe、Mg来源与混层转化过程中析出的铁、镁有关,也与黑云母分解时析出的铁、镁有关。

(4)浊沸石形成较晚,常呈交代出现,其温度在120～140℃左右。

2. 自生矿物对油层的伤害及预防措施

(1)不同自生矿物对油层伤害均不相同,见表4—41。

表4—41 各类自生胶结物对油层的伤害及预防措施

自生矿物		所含元素	孔隙中分布方式	敏感性	潜在问题	不适合系统	适合系统	补救措施
粘土矿物	蒙皂石	Na Mg Ca Al Si O H (Fe)	充填为主	水敏性	膨胀	淡水	氯化钾、烃	酸化 HCl/HF
	伊利石	K Na Mg Ca Al Si O H	充填、衬垫	水敏性	膨胀	淡水	氯化钾、烃	酸化 HCl/HF
	蒙皂石							
	伊利石	K Si Al O H	充填、衬垫		微孔隙度	淡水	氯化钾、烃	酸化 HCl/HF
	高岭石	Al Si O H	充填	速敏性	细粒迁移	高流速	低流速	粘土稳定剂
	埃洛石	Al Si O H	补垫	速敏性	细粒迁移	高流速	低流速	粘土稳定剂
	绿泥石	Mg Fe Si Al O H	充填、衬垫	酸敏性 HCl	$Fe(OH)_3$	富氧 pH>3.5	铁的螯合剂净化剂	酸化 HCl/HF 有机酸
其它矿物	方解石	$CaCO_3$	充填、嵌晶	酸敏性 HF	钙的氟化物沉淀	氢氟酸		盐酸酸化
	白云石	$CaCO_3$ $MgCO_3$						
	铁白云石	$CaCO_3$ $MgCO_3$ $FeCO_3$ $MnCO_3$						
	菱铁矿	$FeCO_3$	充填	酸敏性 HCl	$Fe(OH)_3$		铁的螯合剂	酸化 HCl/HF 有机酸
	黄铁矿	FeS_2						
	石英	SiO_2	加大、衬垫		细粒迁移		氢氟酸	

(2)不同成岩阶段形成的自生矿物组合,对油层伤害的潜在问题是不同的。

①早成岩期。

这一阶段储集层岩石一般较疏松,孔隙度较高,以原生孔隙为主,常有较多的水敏性分散状蒙皂石以及蒙皂石层在混层中占70%以上的I/S混层,并可见少量自生高岭石。所以这类储层的潜在问题是要防止出砂和注水时防止水敏性矿物膨胀。

②晚成岩期A、B期。

一般岩石已较致密,发育次生孔隙,由于各类储集层在岩石成分、分选、杂基和胶结物含量和类型的不同,以及机械压实作用、胶结作用、溶解作用、交代作用等程度的差别,因而物性变化很大,常存在非均质性问题,因而伤害油层的潜在问题也不同。

(3)预防措施。

根据碳酸盐胶结物与粘土矿物杂基的含量,需综合考虑酸化后的实际效果。

对于低渗透储集层，应分析其低渗透的原因，若碳酸盐胶结物含量高，这是以化学胶结影响物性相对好的储集层，注水时应防止自生高岭石和自生伊利石晶粒的迁移问题。

对自生绿泥石含量较高的储集层，要注意酸化后产生的氢氧化铁也会伤害油层而造成低渗透，这类储集层应以酸化为主并配以压裂；另一种低渗透的成因是由于杂基含量较高或机械压实作用影响明显，使颗粒排列紧密，孔隙度变小，并有石英次生加大，也有因火山物质不稳定，易泥化，抗机械压实能力差，所以形成假杂基，在局部次生孔隙发育处有自生伊利石及自生绿泥石及小的石英晶体，碳酸盐自生矿物较少，因此这类储集层应以压裂为主，辅以酸化，可能会取得一定效果。

在钻井过程中对于垮塌的井段应加强岩石性质的研究，以分析由于自生矿物或岩石裂隙、裂缝影响造成的井壁塌方，从而采取措施。

四、油气层综合评价

1. 砂岩

通过钻井地质录井、结合电性资料、以储集层实验测试手段所取得的实际储集层特征为主，对所钻遇的油气层组的岩性特征、储集层特征、电性解释及含油性作一评价。

1)油气层显示分布特点

(1)确定油气显示的井段、层数、厚度、砂岩的厚度。

(2)油气显示在纵向上的差异。

(3)油气层含油显示的级别。

2)油气层储集层特征和成岩作用

(1)油气层储集层岩石类型及孔隙特征

岩石类型包括岩性、碎屑组分及胶结物。

孔隙特征包括孔隙类型(原生及次生孔隙)、孔隙度、渗透率等，指出影响孔隙物性的因素(包括沉积相带、岩石粒度、埋藏深度、岩石中胶结物的含量等)。

(2)成岩作用

包括各类成岩作用特征、次生孔隙及有利孔隙带的预测

3)油气层四性特征及砂层(油层)横向分布

通过岩性、电性、物性和含油性录井和分析化验资料(包括毛细管压力曲线解释、油在荧光显微镜下分布的产状、含量、性质)对该储集层的储集性质及产能作出综合评价。

4)生、储、盖组合配置评价

综合评价包括测井解释、综合评价以及试油产量等。

(1)综合评价参数如表4—42所示。

(2)评价分类指标。

①厚度分为五级(单位:m)

a.＞10—特厚层；

b.5～10—厚层；

c.2～5—中厚层；

d.1～2—薄层；

e.＜1—特薄层。

②孔隙度分为五级(单位:%)

表 4—42　储集层综合评价参数

参数		单位	
名称	符号	名称	符号
砂体面积或钻遇率	A、或 S	平方千米、百分数	km^2、%
有效厚度	h	米	m
平均渗透率	K	毫平方微米	$10^{-3}\mu m^2$
平均孔隙度	ϕ	百分数	%
孔隙半径中值	R_{50}	微　米	μm
平均孔隙半径	R	微　米	μm
孔喉分选系数	S_p		
粒度中值	M_d	毫　米	mm
粒度分选系数	S_0		

a.＞30—特高；

b.25～30—高；

c.15～25—中；

d.10～15—低；

e.＜10—特低。

③渗透率分为五级(单位：$10^{-3}\mu m^2$)

a.＞2000—特高；

b.500～2000—高；

c.100～500—中；

d.10～100—低；

e.＜10—特低。

④砂体连续性分五级(单位：m)

a.＞2000—连续性特好；

b.1200～2000—连续性好；

c.600～1200—连续性中等；

d.300～600—连续性差；

e.＜300—连续性极差。

⑤孔隙半径中值分五级(单位：μm)

a.＞25—特大孔道；

b.15～25—大孔道；

c.5～15—中孔道；

d.3～5—小孔道；

e.＜3—特小孔道。

⑥平均喉道半径分为五级(单位：μm)

a.＞50—粗喉；

b.10～50—中喉；

c.5～10—较细喉；

d.1～5—细喉；

e.<1—微细喉。

⑦储集性能评价(表4—43、表4—44)

表4—43 含油储集层储集性能评价(据开发标准,1991)

含油储集层	孔隙度,%	渗透率,$10^{-3}\mu m^2$
特高孔高渗透储集层	>30	>2000
高孔高渗储集层	25～30	500～2000
中孔中渗储集层	15～25	100～500
低孔低渗储集层	10～25	10～100
特低孔低渗储集层	<10	<10

表4—44 含气储集层储集性能评价(据戚厚发,1993)

天然气储集层	孔隙度,%	渗透率,$10^{-3}\mu m^2$
高孔高渗透储集层	>25	>500
中孔中渗储集层	15～25	10～500
低孔低渗储集层	10～15	0.1～10
特低孔低渗储集层	<10	<0.1

对钻遇的油气层必须逐层进行综合评价,为开发提供实际的资料。

2. 碳酸盐岩

碳酸盐岩储集层综合评价也是综合应用储集层研究的全部资料与成果,对储集层进行全面的认识。通过综合评价,指出单井剖面上有利的储集层段;结合区域地质和地震资料,预测有利储集层段的分布和变化。储集层综合评价既是储集层各单项评价的综合成果,又是油、气藏评价的基础。

(1)储集层综合特征以及纵向演化特征,并预测储集层横向变化。

(2)储集层分类。

①确定储集层分类参数和界限,不同地区或油气田,以及不同储集类型的储集层都应分别选择分类参数和制定分类界限。

a. 储集空间形状分类:孔或洞储集空间的长宽比为1:1～1:10;

裂缝储集空间的长宽比大于1:10。

b. 按储集空间大小分类(孔隙直径或宽度D)。

孔隙:粗孔$D=2\sim0.1$mm;细孔$D=0.1\sim0.01$mm;微孔$D<0.01$mm。

裂缝:大裂缝$D>3$mm;中裂缝$D=1\sim3$mm;小裂缝$D=0.1\sim1$mm;微裂缝$D<0.1$mm(D为裂缝宽度)。

c. 孔道大小与形态。

喉道大小可按饱和度中值喉道宽度划分,亦即$R_{50}(\mu m)$:

大喉:$R_{50}>2\mu m$

中喉：$R_{50}2\sim0.5\mu m$

小喉：$R_{50}=0.5\sim0.04\mu m$

微喉：$R_{50}=<0.04\mu m$

喉道形状可划分为：

管状喉：喉道呈细而长的管子，管子断面接近圆形；

喉道：孔隙缩小并连通二个孔隙部分为喉道；

片状喉道：在晶粒之间形成连通多面体或四面全孔隙的狭小通道。

碳酸盐岩储集层分类见表4—45。

表4—45　储集层分类表

含油储集层	孔隙度，%	渗透率，$10^{-3}\mu m^2$
高孔高渗储集层	>20	>100
中孔中渗储集层	12～20	10～100
低孔低渗储集层	4～12	0.1～1
特低孔低渗储集层	<4	<0.1

②对各类储集层特征进行综合描述与评价。

③指出纵向上有利和较有利的储集层段。

(3)储集层有效厚度的确定，对于不同储集类型的储集层应分别加以确定。

(4)储集层成岩作用评价。

(5)储集层埋藏的物理条件——压力和温度。

(6)油、气储量的预测。

第五章　油气盖层测试技术与评价

油气富集成藏除了需要有丰富的烃源和优越的储集条件外，同时还需要具有良好的封闭条件。早期封闭条件研究主要是对盖层进行定性分析与评价，认为具有一定厚度和分布广度的致密非渗透层就能成为油气盖层。随着油气勘探的不断深入，对封闭条件的研究也日益深入，国外从六七十年代（Smith，1966，1980；Berg，1975；Schowalter，1979；Watts，1987），国内从80年代开始在进一步探讨油气封闭机理的基础上，对封盖层的研究由定性转向定量，根据渗透率、突破压力、微孔分布等参数对盖层封盖能力提出了评价标准，进行了分级评价（王少昌，1989；郝石生等，1990；陈章明，1992，庞雄奇，1993；李国平等，1996），并对断层的封闭性进行了评估（杨家琦，1994，1995；吕延防，1995，1996；付广等，1996）。近年来，国内外对油气封闭能力的研究更加深入细致，采取宏观分析与微观分析相结合的方法，应用岩心分析、测井分析与地震分析等多学科、多技术综合分析盖层的优劣，将盖层评价系统化；并充分利用计算机模拟技术，动态模拟油气生、排、运、聚、散的全过程（庞雄奇，1993；李明诚，1994；郝石生等，1994），使封闭条件研究走向一个新高度，对油气勘探与开发的指导意义也越来越大。

第一节　我国主要含油气盆地盖层特征

油气盖层分类方法有多种，按岩性可将盖层划分为泥质岩盖层、蒸发岩盖层和其它岩性盖层等；按与油气储集层配置关系可将盖层划分为直接盖层和间接盖层；按展布规模可划分为区域盖层和局部盖层等。

区域盖层是指覆盖坳陷或含油气盆地大部分地区，厚度大、分布广且连续稳定的盖层，区域盖层控制含油气盆地的油气聚集与分布。局部盖层是指分布于一个或几个油气保存单元或某些局部构造的盖层，局部盖层只控制局部地区的油气聚集与分布。

一、油气藏盖层的岩性特征

盖层岩性类型很多，可分为泥岩、泥页岩、含膏和盐的软泥岩、膏岩、盐岩、泥灰岩、泥质灰岩、粉砂质泥岩和致密灰岩等，在特殊情况下致密砂岩、粉砂岩和火山岩也可做为盖层。据我国487个气藏的盖层统计，以泥质岩做盖层的有320个，占66%；以蒸发岩做盖层的有146个，占30%；以泥灰岩夹页岩做盖层的有21个，占4%（唐泽尧，1997）。据我国储量大于$100\times10^8m^3$的25个天然气藏统计，直接盖层为泥质岩的有22个，占88%；为膏盐岩的3个，占12%；区域盖层中泥质岩盖层占96%，膏盐岩占4%。据H.R.Grunau（1981）对世界176个大气田的盖层统计，以泥质岩做盖层的占62%，以蒸发岩做盖层的占38%；在世界上已发现的25个超型大气田中，有16个为页岩封盖，占64%，9个为蒸发岩封盖，占36%。可见泥质岩和膏盐岩盖层是油气藏的主要盖层。

1. 泥质岩盖层

泥质岩盖层包括泥岩、页岩、含砂泥岩、钙质泥岩等，具有粒度细、致密、渗透性差、排替压力高的特点，同时还具有一定的可塑性、吸附性、压缩性和膨胀性，有良好的封盖能力。

我国中、新生代陆相盆地中的盖层以泥质岩盖层为主，多是湖盆最发育时期的产物。如松辽盆地嫩江组的泥质岩盖层为该区油气的分布提供了很好的保存条件，所有探明的油气都储存在该层之下，其上未见工业油气流。黄骅坳陷的气田主要分布在沙一段上部—东营组下部和明化镇组厚层泥岩之下；鄂尔多斯靖边地区本溪组底部的铝土质泥岩，厚度为215m，是奥陶系马家沟组石灰岩气藏很好的区域盖层，石炭—二叠系气藏的区域盖层是上石盒子组和石千峰组湖相泥岩。

2. 蒸发岩盖层

蒸发岩盖层主要包括盐岩和膏岩，在各类盖层中具最理想的封堵性能。据世界上13个以膏岩做盖层的碳酸盐岩大油气田统计(据王正鉴等，1993)，油气藏深度在7624900m。如美国密执安盆地Belle River Mills气田，储集层埋深762m，气柱高131m以上，地质储量$14.8\times10^8m^3$，盖层及侧向围岩均为硬石膏岩、盐岩和致密微晶碳酸盐岩；阿拉巴马州Chatom油田储集层为白云岩，埋深4900m，天然气地质储量$31.1\times10^8m^3$，盖层为Buckner硬石膏岩(及蒸发灰岩和页岩)，可见膏岩在很广的深度范围内都具有良好的封盖能力。

乌兹别克南部的阿姆河盆地、阿富汗－塔吉克盆地和科佩达克山前坳陷的上侏罗统含盐建造在平面上广泛分布，成为世界上最大的含盐建造，其分布区面积超过$30\times10^4km^2$，最大厚度近10001200m，形成良好的油气封盖层(徐树宝等，1995)。

我国盐膏层主要发育在海相盆地或干燥气候带形成的陆相湖盆发育的晚期。四川盆地的下三叠统嘉陵江组膏岩属海相沉积盖层；东濮凹陷渐新统沙一段膏盐层为湖相沉积盖层，所有11个气田全部分布在沙一段盐膏层之下；江汉盆地潜江组膏岩亦属盐湖相沉积盖层；塔里木盆地下第三系膏岩盖层亦十分发育。

3. 其它岩性盖层

其它岩性盖层有致密碳酸盐岩、火山岩、水合物等。其中，致密碳酸盐岩物性与泥质岩相差不大，地层厚度可达数十米或数百米，分布稳定，横向连续性好，但由于可塑性小、脆性大，容易产生裂缝，出现"裂缝窗"，使盖层的封闭性遭到破坏。根据四川碳酸盐岩气藏的统计，只有泥灰岩、泥质灰岩夹泥质岩的层段，才能形成一些小气藏的盖层，而且这些小气藏多分布在构造应力较弱、地层较平缓和断层稀少的地区，如川南二叠系阳新统石灰岩气藏的上部灰岩段为其直接盖层。在渤海湾盆地辽河断陷东部凹陷荣兴屯构造发育玄武岩盖层，在四川、江苏等地区亦存在火山岩盖层。在极地和高寒地带形成的水合物也是一种良好的盖层，特别是对天然气具有良好封闭性，西西伯利亚已发现由水合物做盖层的气藏。

二、构造、沉积环境与盖层发育

1. 大地构造对盖层发育的控制作用

大地构造控制盆地发育的规模、形态及其延伸方向，同时也控制物源补给与盆地充填的可容纳空间，因此控制了盆地的沉积体系、盖层发育规模及其与储集层的配置关系。

我国前陆盆地主要发育在中南部活动的冲断－褶皱带前缘，主要有四川边缘前陆盆地、大巴山边缘前陆盆地和中下杨子周缘前陆盆地。前陆盆地具明显的结构不对称性，陡坡一侧受造山带逆冲构造作用，沉积厚度大，沉积物较粗，沉积体呈楔形，相带窄；缓坡一侧受构造沉降、物源供给和水平面变化的共同影响，沉积物粒度较细，沉积相带过渡明显，湖泊相带宽缓。盆地早期沉积中心在陡坡一侧，随着沉积充填的加强，沉积中心向缓坡一侧迁移，到中晚期形成双向物源沉积体系，盖层主要发育在基准面上升与下降转换的湖泛(或洪泛)期，且多为泥质岩。

板块走滑横张盆地主要分布在东部地区，包括渤海湾盆地中、新生界和松辽盆地中生界。盆缘同生断层幕式活动的规模、幅度和强度控制了盆地多旋回沉积特征，形成早期断陷构造层和晚期坳陷构造层。盖层主要发育在湖泛期，在断陷期至少发生两次较大湖泛作用，坳陷期则以大面积浅进水－较深水湖相沉积为主，中生界区域盖层青山口组和嫩江组都是最大湖进期的产物。

克拉通盆地主要分布在我国中东部，包括四川、鄂尔多斯和华北等地区。盆地中下古生界以陆表海沉积为主，上古生界则以海陆过渡相、冲积平原河湖相陆源碎屑岩沉积为主。四川盆地震旦系—三叠系中统为稳定的台地相、盆地相碳酸盐和泥质岩沉积，泥质岩为盖层；华蓥山断裂及泸州－开江古隆起上升，阻滞了川中、川西海水与外界的沟通，成为蒸发含盐海盆，形成T_{1j}和T_{2l}的膏盐岩盖层。鄂尔多斯盆地上古生界则在二叠系上石盒子组形成大套河湖相泥质岩盖层。

2. 盆地的演化控制了盖层的发育状况

沉积盆地具有两种完全不同的演化特征，即多旋回型和单旋回型(童晓光，1989)。多旋回型沉降盆地可形成多套封盖层，组成旋回型储盖组合，使盖层在纵向上叠置，形成层层封堵，有利于油气保存。根据区域盖层沉积后的构造状况，多旋回型可分为多旋回活动型和多旋回稳定型两类。渤海湾盆地属多旋回活动型，沉降幅度最大时期为沙三段，区域盖层为沙一段，油气主要富集在沙一段至沙四段中。由于渐新世末构造运动产生断层使区域盖层受断裂影响严重，部分油气散失并在区域盖层沙一段之上成藏。松辽盆地为多旋回稳定型盆地，油气全部集中在区域盖层嫩江组之下

泌阳凹陷是单旋回盆地，在沉降阶段形成较好的储盖组合，油气具有较大规模富集。苏北盆地也是单旋回型的盆地，最大沉降期是阜宁组，其上没有明显的沉降阶段，受局部盖层控制，油气在平面上和纵向上分布分散。

3. 沉积环境决定了盖层的展布规模

区域盖层的分布主要与沉积环境相关，如河流相相变频繁，沉积盖层横向连续性差，而湖泊相、海相及三角洲相泥页岩、蒸发岩等厚度大，横向稳定，常连续覆盖整个沉积盆地，易于形成盆地油气藏的区域性盖层。因此，不同的沉积环境可以形成不同类型及规模的盖层(表5—1)。区域性盖层在海相沉积环境中多发育于半深海相和浅海相；在陆相沉积环境中多发育于深湖相、半深湖相、浅湖相、盐湖相和泛滥平原相；在海陆过渡相中多发育于前三角洲、泻湖、潮坪和分支间湾等水体相对稳定的相带。局部盖层多发育于沼泽、泻湖、冲积扇、泛滥平原、滨湖、浅海和三角洲前缘等相带中。

在湖相沉积环境中，半深湖相、深湖相主要以黑色或深灰色泥页岩为主，有时夹有少量的石灰岩、泥灰岩、白云岩及油页岩等；湖湾相以细粒的黑色或蓝黑色泥岩为主，并夹有炭质页岩和煤层，沉积厚度大，且分布广泛。在湖进期，深湖、半深湖相带的泥页岩会沉积覆盖在滨浅湖等相带的砂岩储集层上，形成封闭性良好的区域性盖层；在湖退期时，滨湖沼泽相泥岩又可覆盖在原浅湖等相带的砂层储集层上，如果沼泽相分布广泛，可形成良好的局部甚至区域性盖层。如松辽盆地白垩纪坳陷湖泊、渤海湾早第三纪断陷湖泊等都发育良好的区域性封盖层。

盐湖沉积多发育在干燥气候区，湖退期，水面降低，湖水蒸发咸化，多发育膏盐岩沉积，含盐层系组合为石盐、石膏、暗色泥岩、钙质泥岩和油页岩五层，多呈环带分布，形成良好的局部或区域性盖层，如渤海湾盆地东濮凹陷发育的盐湖相蒸发岩盖层。

在河流相沉积环境中，泛滥平原、河漫滩和陆上冲积平原等相带中多发育局部盖层，也有部分发育区域性盖层，如辽河断陷北部发育泛滥平原相沉积的棕红、灰绿色泥质岩区域性盖层

和南黄海南马鸣陷发育陆上冲积平原相泥岩、含砂泥岩的局部盖层。

表 5—1　油气盖层分布与沉积相关系

	沉积相	局部盖层	区域性盖层
陆相	湖泊相	滨浅湖相泥质岩 浊流相中扇泥质岩	深湖相以深灰、灰黑色泥岩、膏泥岩、盐岩、油页岩、白云岩、石灰岩、泥灰岩、钙质页岩等岩性为主，浅湖相以灰、浅灰、深灰、绿灰、褐灰色泥岩为主，有的夹有盐岩及泥质白云岩； 滨浅湖相以泥岩、粉砂岩、泥岩与粉砂岩互层为主； 湖湾相以黑色或蓝黑色泥岩为主，并夹有炭质页岩和煤层； 盐湖相以盐岩和膏盐为主，夹有泥岩、页岩和碳酸盐岩 湖盆边缘台地相泥质岩
	沼泽相	湖沼相泥岩、粉砂岩及粉砂岩和泥岩互层； 海湾—泻湖沼泽相以泥质岩类为主，夹有粉砂质泥岩、含粉砂泥岩、含鲕含灰砂泥岩、沉积凝灰岩、泥岩、铝土岩质泥岩及泥质粉砂岩等	
		支间沼泽相泥岩	
海陆过渡相	河流相	河漫滩相泥质岩泛滥平原相棕红、灰绿色泥质岩，陆上冲击平原相泥质岩，砂泥岩， 辫状河道沉积泥岩、含粉砂泥岩	泛滥平原相、棕红、灰绿色泥岩
	三角洲相	分支间湾砂泥互层沉积 近端浊流朴泥质岩水下滑坡相泥质岩	前三角洲相灰色、深灰色泥质岩、粉砂质泥岩 湖底扇泥质岩 扇三角洲前缘泥质岩
海相	泻湖相	泻湖相以沉积膏盐岩和泥岩为特征，有微晶云岩、暗色泥岩、泥云岩、硬石膏和盐岩	
	潮坪相	潮坪相沉积的泥质岩、微晶云岩，颗粒云岩和含膏云岩	
	滨外相 浅海陆棚相 局限台地相 蒸发台地相 盆地相	滨外相泥岩	浅海陆棚相泥岩； 局限台地相泥晶粉晶白云岩，石膏质泥岩； 蒸发台地相硬石膏、岩盐、石膏质白云岩； 盆地相泥页岩、泥灰岩

在三角洲沉积环境中，泥质岩常分布于前三角洲和分支间湾等相带中，砂岩和少量泥岩分布于三角洲前缘中。前三角洲位于向海或湖的一方，其后是三角洲前缘和三角洲平原，随着三角洲向海或湖的推进或海湖水面下降，其沉积层序为反旋回，这时储盖位置倒置。在物质供应缺乏或海湖水面上升条件下，前三角洲向岸方向面积扩大，泥岩覆盖在砂岩之上，形成盖层，这种盖层多为区域性的，而分支间湾和支间沼泽相多形成局部盖层，如吐哈盆地的邱陵、鄯善油气藏。

在潮坪环境中，沼泽相泥或膏盐多分布于潮上带，混合坪、泥坪多分布于潮间带。在进积型潮坪沉积相序中储盖关系配置好，潮坪相沉积的泥质岩等岩性可形成局部或区域性盖层。在泻湖沉积环境中多见泥质岩和膏盐岩等岩性分布，且伴随海进与海退，泥质岩与砂岩有叠置关系，可形成局部盖层或区域性盖层。

在海相沉积环境中，盖层岩性多为泥质岩、泥灰岩和膏岩，主要分布于开阔台地、局限台地、蒸发台地、盆地及浅海陆棚相等相带。

我国陆相含油气盆地封盖层主要以湖相泥质岩和膏盐岩为主。

三、我国主要含油气盆地区域性盖层发育特征

我国沉积盆地多为多旋回型，油气藏分布层位多，相应油气藏的盖层发育也从古生代、中生代到新生代均有分布。纵观我国各地区的含油气盆地，均存在良好的区域盖层（表5—2）。

表5—2　我国已知25个大气田的盖层的基本地质特征

气田名称	类型	储层		区域盖层			埋藏深度 m
		时代	岩性	时代	岩性	厚度 m	
崖13—1	背斜	E	砂岩	N	钙质泥岩	290～270	3800
威远	背斜	Z	碳酸盐岩	S	泥质岩	400～800	1000～2800
大池干井							2020
卧龙河	背斜	T—C	碳酸盐岩	T—J	泥质岩	>1000	1463～3724
福成寨							2270～3679
磨溪	背斜	Tr	碳酸盐岩	T J	泥质岩	1300	2650
柯克亚	背斜	N	砂岩	N	泥质岩	>300	3100～4000
文留	背斜	Es	砂岩	Es	膏岩	320～650	2300～2500
中坝	背斜	Tx	砂岩	T J	泥质岩	2000	1900～3000
		Tr	白云岩				
兴隆台	断块	E	砂岩	E	泥质岩	400	1240～2800
板桥	断块	Es	砂岩	Es	泥质岩	400～500	2800～3900
苏桥	断块	O	碳酸盐岩	E	泥质岩	300～600	3800～4200
锦州20—2	背斜	E	陆屑、生屑云岩	Es	泥质岩	400～600	2200
江家屯	背斜	K	砂岩	K_2	泥质岩	>600	1700
平湖	斜背斜	N	砂岩	N	泥质岩	170	2308～4271
涩北1号							5F43～1518
涩北2号	背斜	Q	粉砂岩及泥质岩	Q	泥质岩	>500	516～1329
台南							1000～1700
铁山							
双峰场	背斜	C,T	白云岩	T	泥质岩	>1000	4500～5000
高峰场							
靖边	地层岩性	O_1	白云岩	C	铝土岩	2～15	3000～3400
辽东	背斜岩性	J_2x	砂岩	J_3t	泥岩	1300	3000～3400
吉拉克	背斜	T,C	砂岩	T	泥岩	5～22.5	4300
雅克拉	背斜	K_1t	砂岩	K_2	泥岩	250～300	5200

区域盖层和生油层分布共同控制了纵、横向上油气分布的基本特点，决定了该地区的油气聚集条件和油气性质的差异性。

1. 东北地区

松辽盆地是东北地区最大的沉积盆地，为一大型的内陆湖盆沉积，沉积中心在齐家－古龙及三肇地区，盆地内深湖相沉积广泛，面积多达 $25.3\times10^4km^2$。盆地具多旋回沉积特征，形成多套含油气组合(北部八套，南部五套)，主要区域盖层为下白垩统嫩江组一、二段和青山口组，两套区域盖层最大的特点是厚度大、分布范围广、延续稳定、具有欠压实和异常高压等特征，且有机质丰度高，有机质类型以Ⅰ型和Ⅱ型为主，具有极强的生烃能力，既是烃源岩又是浓度封闭盖层。

嫩一、二段黑色泥岩厚 200300m，分布面积约 $20\times10^4km^2$。嫩一、二段泥岩一般埋深在 1100m 左右，处于早成岩阶段，粘土矿物成分以分散状蒙皂石为主。

青山口组泥岩一般埋深为 17001800m，深部断层在青山口组大部分消失，暗色泥岩厚 100400m，是下伏扶一杨油气层良好的盖层。青山口组泥岩处于中成岩晚期，粘土矿物以蒙皂石－伊利石混层为主，具有较强的可塑性。实验表明青一段泥岩盖层平均孔径为 3.05.0nm，具有较高的排驱压力(5.939.0MPa)和较低的渗透率(小于 $9.25\times10^{-6}\mu m^2$)，封闭性能良好。

勘探结果表明，油气全部集中在区域盖层嫩江组以下，嫩江组以上地层基本没有发现具有工业开采价值的油气藏；上部区域盖层嫩江组之下的姚家组，约占全盆地已探明石油储量的 77.7%；下部区域性盖层同时也是主要生油层的青山口组，其下伏泉头组地层的已探明石油储量约占全盆地的 6.9%；在青山口组本身所夹的储集层中石油储量占 15.5%，三者合计为 99.8%，嫩江组本身的储量约为 0.2%(童晓光等，1989)。

伊兰—伊通盆地是新生界内陆断陷盆地，断层控制盆地发育，以局部性盖层为主。

2. 东海陆架盆地

西湖坳陷南北长 440km，东西宽 110km，面积 $4.6\times10^4km^2$，产层为第三系花港组和龙井组，区域盖层为龙井组，泥质岩厚 126～175m，上覆地层厚 2000m 以上，花港组和平湖组泥岩为局部盖层。

3. 华北和江淮地区

华北和江淮地区主要盆地有渤海湾盆地和江汉盆地。

渤海湾盆地的区域性盖层是下第三系沙河街组一段。渤海湾盆地的东濮坳陷沙一段厚 800m 以上，暗色泥岩厚 500m 以上，纵向上发育三套盐膏层，每套盐膏层之下就是油气集中分布的层 7 位。在北部地区发育了四套盐膏层段，沙三^4 段盐膏层段位于沙三^4 中下部，厚约 500m，以文留为中心的范围内，其下富集了沙四段高产油气藏。沙三^3 盐膏层对卫城、马寨的沙三^4、沙四段油藏，沙三^2 段盐膏层对文东油藏，沙二上段对文东沙二下、沙三^1 段油藏起着良好的封闭作用。而沙一下段的盐膏层厚度稍薄，约 100m，是濮城油田和文北油田沙二段油藏的良好盖层。沙三段厚 3200～3400m，暗色泥岩最厚 2500m，厚度大，分布稳定，由于欠压实形成压力封闭。

江汉盆地也是一个以膏盐层作为区域盖层的盆地，油气集中分布在潜三段以下，仅在盆地边缘的大断层造成油气泄漏，形成浅层油气藏。江汉盆地盐湖主要成盐期在潜江组沉积期，属封闭－半封闭的较深－深湖区，且具一定的继承性，暗色泥岩厚度大，分布面积广，其盐岩累计厚度 1800m，单层厚度大于 10m 的盐层约占总层数的 50%左右，盐湖盆地膏盐层具有良好的封闭性，生油层多被膏盐层封隔，油气主要沿膏盐层之间的砂体作短距离侧向运移。

4. 中部地区

中部地区主要盆地有陕甘宁盆地和四川盆地。

陕甘宁盆地中央古隆起北端东侧中部气田存在两套区域性盖层：上部为上二叠统上石盒

子组湖相泥岩，厚150～200m；下部为石炭系煤系本溪组和太原组的泥质岩，厚30～70m；石炭系底部"铁铝岩"段含铁铝土质泥岩，厚8～15m，最厚可达30m，与上覆的泥质岩为同一海进体系域，具有分布稳定，向气藏上倾方向不断增厚的特点，并广泛超覆不整合于奥陶系顶部侵蚀基准面上，在剖面上构成奥陶系风化壳储集层的直接顶板，为气田的直接盖层，具有很强的封盖能力，也是中部气田最为优越的区域盖层。

四川盆地发育寒武系、石炭系、二叠系和三叠系多套封盖层，四川盆地最大的威远气田产气层为上震旦统灯影组藻白云岩，盖层为下寒武统厚层泥页岩。

四川盆地东部地区的石炭系气藏，储集层为一个区域性分布的孔、洞、缝均发育的白云岩层，直接盖层是下二叠统梁山组黑色泥质岩夹泥灰岩层，厚度一般5～8m，厚者10～20m，薄者2～3m，局部地区缺失。卧龙河气田石炭系气藏的高度达1600m以上，直接盖层梁山组(p_1)在气藏范围内的厚度一般为7～8m，最厚达14.5m，最薄为4m；盖层由黑色泥质岩、泥灰岩和生物灰岩组成，呈薄层相间互，它们的厚度比例是泥质岩占60%，后二者各占20%。

上二叠统乐平煤系，分布面积约$10\times10^4km^2$，煤系厚100～200m，以泥页岩为主，是四川天然气主产层阳新统的区域盖层。

四川盆地中下三叠统膏盐层极为发育，厚度几十米至数百米，分布广泛，组成了嘉陵江组、雷口坡组工业产气层的良好区域性盖层和直接盖层。据戚厚发(1992)对四川49个气田资料统计，其中19个气田的天然气储量与膏盐层和泥质岩盖层有关，其天然气储量占49个气田总储量的80%以上。

5. 西部地区

西部地区有准噶尔盆地、塔里木盆地、柴达木盆地、吐鲁番盆地和酒泉盆地。

准噶尔盆地西北缘最主要的区域盖层为上三叠统白碱滩组，泥质岩厚度在百米以上。晚古生代－中新生代各沉积时期的泥质岩、砂层间的泥岩夹层均可作为局部性盖层。如下侏罗统八道湾组上部泥岩；中、下侏罗统头屯河组和齐古组层间泥岩；第三系沙湾组和塔西河组层间泥岩。

柴达木盆地在早第三纪渐新世时，具有断陷－坳陷过渡性质，主要稳定湖区是在盆地西南角尔斯库勒断陷带，暗色泥岩厚达500～800m，含石膏。东北部盐湖气田，涩北一号、涩北二号为第四纪生物气藏，其盖层为含膏泥岩。

塔里木盆地发育五套盖层，如中上奥陶统、石炭系、二叠系、侏罗系、第三系的吉迪克组和苏维依组，五套盖层由连续性好、厚度大的细粒致密泥岩、粉砂质泥岩和泥质粉砂岩组成，某些层段夹有含膏泥岩和石膏，其中以上第三系膏盐层发育。从地层残余厚度来看，吉迪克组和石炭系几乎遍布整个盆地，泥岩盖层厚度分别在500m和100m(除东河塘地区)以上；奥陶系也在盆地内广泛分布，在塔中隆起和北部坳陷，泥岩厚度大于800m，占地层比例45%以上。侏罗系和二叠系虽然范围较小，但在盆地内也较发育。

奥陶系泥质岩为深海槽盆相、闭塞台地相沉积，石炭系下统上部为深灰色泥岩，代表晚古生代海侵高潮，石炭纪中晚期广泛发育潮坪相和泻湖相膏岩和泥岩沉积盖层。轮南地区石炭系在盆地内分布广泛，南部地区最厚，膏、泥岩厚度在40～112m之间，4、6岩性段厚度分别为超过50m的泥岩和膏盐层，封盖性能好，是盆地的主要区域盖层之一。中新生代为河湖相发展阶段，二叠纪湖侵范围较大，以深灰色泥岩夹砂岩为主，轮南59井单层泥岩最大厚度达80m，二叠系泥岩层可做良好的局部性盖层。侏罗纪全区沼泽遍布，为杂色砂岩夹泥岩和煤层，盖层厚30～40m，可做局部性盖层。第三系受喜山运动的影响，盆地内形成了塔西南前陆坳陷和库车前陆坳陷，沉积了巨厚的泥岩、砂岩层，上第三系吉迪克组和下第三系苏维依组为大套泥岩、膏盐层段，封盖性能强。

第二节　油气封闭类型与机理

N.T.Milton 和 G.T.Beroram(1992)提出以封闭机制划分圈闭的方案，将圈闭划分为单封闭面圈闭和多封闭面圈闭。单封闭面圈闭是指顶封闭层存在闭合等高线的圈闭，顶封闭面即我们通常所指的盖层；多封闭面圈闭是指顶封闭层不存在闭合等高线的圈闭，多封闭面指除含有顶封闭面外，还有侧封闭面，包括相变岩性界面、整合或不整合界面以及断层面。因此，油气封闭条件既包含盖层封闭性，也包含断层(整合/不整合)封闭性。

对于单封闭面圈闭而言，封闭能力只取决于盖层的封闭能力，而对于多封闭面圈闭而言，只有盖层和断层两者都封闭时才能形成对油气的有效封闭，封闭能力由二者之中较低者所控制。因此，在进行油气封闭能力评价时，即要分析盖层的封闭能力，又要分析断层的封闭能力，二者缺一不可。

一、油气封闭类型

地下大多数烃类聚集都是由能阻滞油气向上运移的物理封闭形成，根据封闭层与所封闭油气的关系，将主要封闭类型划分为盖层封闭和断层封闭，除此之外，在侧向没有盖层与断层封闭条件下，还存在一种特殊类型的封闭，它不是依靠岩性，而是依靠水动力对油气形成封闭，称为水动力封闭。

1. 盖层封闭

盖层是指位于储集层之上或侧畔，能阻止油气渗漏或减缓油气逸散的岩层。在油气源充足的条件下，封盖层的展布规模与封盖性能控制了油气的运移、聚集与保存，良好的封盖层是油气成藏的必要条件，它可以防止地层水交替的影响，阻滞油气渗流运移，并降低天然气的扩散散失，使油气在盖层之下聚集成藏。按盖层对油气的封闭机制和表现形式，可将其划分为四类：

(1)毛细封闭是指盖层以微孔隙发育为主，具有较高的毛细管排替压力，可阻滞油气通过盖层渗流运移，使油气在储集层中富集、保存，主要依靠盖层的高毛细管压力封闭油气，称此类封闭为毛细封闭。毛细封闭又称薄膜封闭(Smith，1966、1980；Berg，1975；Schowalter，1979；Watts，1987)或物性封闭(付广、陈章明等，1996；庞雄奇等，1993)。

(2)水力封闭是指对于封闭烃柱浮压而言，盖层毛细管进入压力非常高，除非盖层破裂才能导致封闭破坏，裂缝的形成类似于天然水力压裂，因此称这类封闭为水力封闭(Watts，1987)。

(3)压力封闭主要是指在一定条件下岩层在压实过程中由于所含流体排出不畅，致使地层超压，若此类超压地层对油气形成封闭，则称为压力封闭。压力封闭可以阻止油气散失，同时也阻止水及胶水溶合性油气运移，此概念是 Evans(1975)在第九届石油会议上首次提出的。

(4)浓度封闭是指盖层具有一定的吸附烃浓度或生烃能力，从而能阻滞或阻止天然气扩散运移，称此类封闭为浓度封闭。

水力封闭和压力封闭实质上都是由于盖层中存在致密遮挡层，微孔发育，排替压力非常高而使内部流体排出不畅、阻止流体运移而对油气形成封闭，因此说其本质还是毛管压力作用对油气形成封闭的结果，封闭机理仍属毛细封闭范畴，只不过由于毛细管压力非常高而使封闭层具有特定的破坏机制(天然水力压裂)和特殊的表现形式(地层超压)。

2. 断层封闭

由于断裂作用形成的断层也是油气运移的重要通道，其封闭性对与断层有关的圈闭中油气的保存至关重要。断层对油气的封闭机理属于毛细封闭，可以将其看作“被掀斜到断层斜度之盖层的薄膜封闭”(Watts，1987)，只是封闭层的形成不是沉积成因，而是构造成因，其封闭能力依毛细管进入压力的大小来评价。

3. 水动力封闭

地下油气的运移受流体势制约，油气总是由高势区向低势区运移，并最终在适当的圈闭中富集，或者由于水动力遮挡而形成烃类富集(Hurbbert，1953；Schowalter，1979)。Watts(1987)指出“在运移着的烃带上方有向下倾方向的流体流存在，与烃的天然浮压方向相反，从而使任一潜在封闭单元的封闭能力增大。假若流体向下流动的压力等于烃柱的浮压，那么就不会发生烃类的向上运移，于是便出现捕集”，由此形成水动力封闭。典型的水动力封闭气藏有加拿大阿尔伯达盆地中生代气藏和美国圣湖安盆地气藏等。

二、油气封闭机理

油气进入圈闭后，由于储集层剩余压力(包括烃柱浮力、水动力及储集层超压)的作用促使流体趋于通过封闭层继续运移甚至散失而使油气藏遭到破坏。封闭层(包括盖层和断层)的主要作用就是克服油气向上运移的能动力，阻滞油气逸散，保护油气聚集。

盖层封闭油气主要是依靠毛细管压力，油气要通过盖层散失必须克服盖层中最大连通孔径所对应的最小毛管压力，即排替压力(图 5—1)，也就是说排替压力是油气通过盖层运移的阈值。

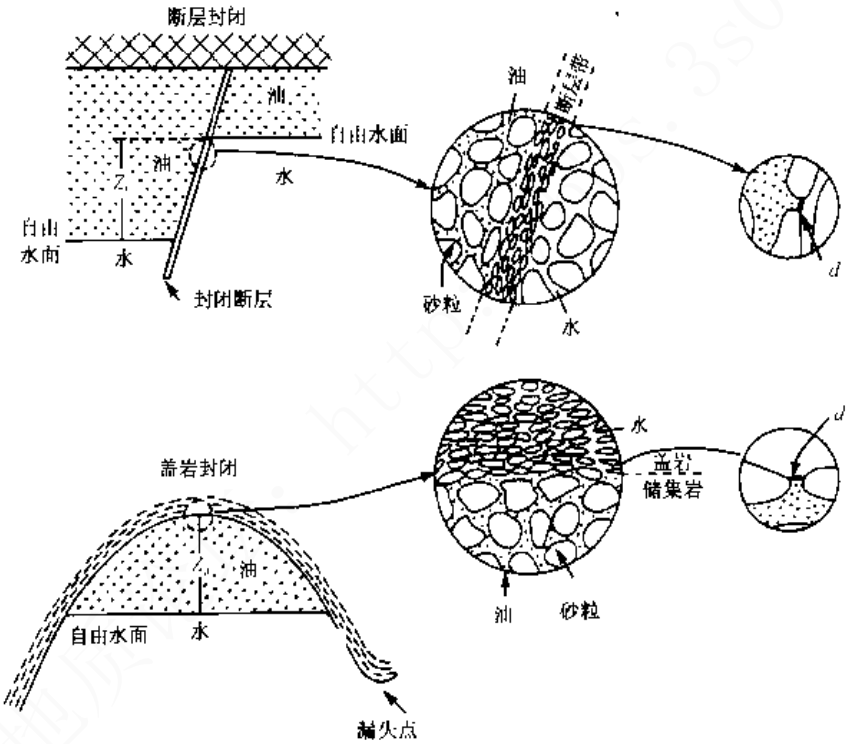


图 5—1 油气封闭机理示意图

封闭层是形成油气藏的重要条件之一，油气能否富集取决于封闭层封闭能力与储集层剩余压力之间的平衡关系。当盖层封闭压力大于储集层流体的剩余压力时，就可以有效地阻止油气的散失，形成对下伏油气的封闭(图 5—2)；反之，油气就可能通过盖层逸散，此时盖层以其微细孔喉和较低的渗透性，依其粘滞阻力发挥阻滞油气运移的作用，直至达到平衡为止，断层对油气的封闭亦是如此。

与石油不同，天然气相对分子质量小、粘度低、流动性大，即使没有压差存在，在浓度梯度作用下还会进行扩散运移。如果盖层自身具有较强的吸附能力或具有较高的烃浓度，则可减缓甚至抑制天然气的扩散散失，这种封闭称为浓度封闭。一般，富含有机质的泥页岩在达到一定埋藏深度后，具有一定的生烃能力，则可形成浓度封闭，此时，盖层已经过较强的压实作用，并具有一定的毛细封闭能力，在两者的共同作用下对油气形成封闭。浓度封闭只对毛细封闭



图 5—2　油气封闭条件示意图

静态毛细封闭：$p_c>\Delta p_{ec}$；动态毛细封闭：$p_t>\Delta p_{ec}>p_d$；渗流散失：$p_c<\Delta p_{ec}$；浓度封闭：$\Delta C_{ic}<0$；扩散散失：$\Delta C_{ic}>0$；p_t—排替压力；p_u—粘滞阻力；p_b—烃柱浮力；p_w—水动力；Δp_c—储集层超压；$p_t=p_{cl}+p_{\mu}$；$\Delta p_{ec}=p_t+p_w+\Delta p_c$；$C_0$—储集层烃浓度；$C_1$—盖层烃浓度；$\Delta C_{ic}=C_0-C_1$

起辅助作用，难以单独封闭油气。

第三节　盖层封闭能力分析与评价

一、盖层毛细封闭能力分析与评价

泥岩、页岩、粉砂质泥岩、盐岩、膏岩、致密灰岩等孔径小、排替压力高、渗透率低（图 5—3），能对下伏油气形成毛细封闭。

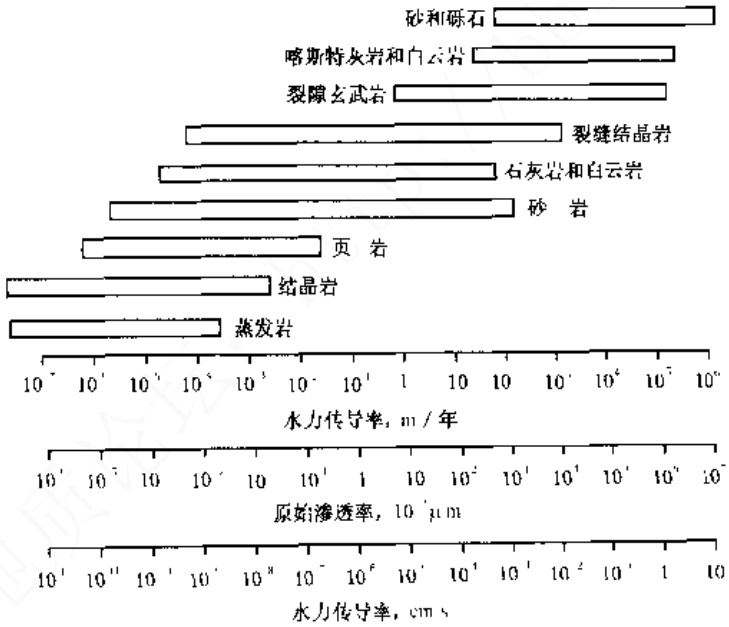


图 5—3　不同岩类渗透率变化关系图（据李明诚，1994）

1. 毛细封闭能力评价参数选择

D.A.Smith（1966，1980）、R.R.Berg（1975）、T.T.Schowalter（1979）、Watts（1987）等都对毛细封闭能力评价进行了论述，并提出了封闭能力评价方法，他们主要是依排替压力计算封闭烃柱高度来评价盖层封闭性能的高低。A.A.Xuhun（1975）提出了以饱和煤油气体贯穿压力和气体渗透率评价泥岩盖层的标准，皮利普和夫（1979）在哈宁的基础上，提出以气体通过饱和水岩心的突破压力、渗透率和遮挡系数三个参数来评价盖层的新标准。国内自 1987 年王少昌提出泥质岩盖层评价标准后，随着研究的深入，依据所获得的各种评价参数及针对不同研究区域，提出多种不同的评价标准。根据各评价标准，将突破压力、气体渗透率和孔径三项汇总于表 5—3 中，从中可以看出，封盖层的评价标准之间差异非常大，主要原因有以下几种：参数测

表 5—3a　盖层突破压力分级标准对比表

（单位：MPa）

级别	A.A.哈宁(1975)	皮利普和夫(1979)	王少昌(1987)			陈章明(1989)	张文达(1990)	王庭斌(1990)	邓宗淮(1990)	戴贤忠(1991)	郝石生(1991)	游秀玲(1991)	张义纲(1991)	许化政(1991)	李国平(1996)			
			空气	煤油	水										<500 m	500～1000 m	1000～3000 m	>3000 m
I	<12	>40	4.7	17	75	>15	20	>15	>74	>10	>20	>15	>15	>2	10～11	9.6～11.6	8.2～14.2	7.9～15.9
II	8	15～40	2	9	38	10～15	20～15	12～15	12～30	5～10	20～5	12～15	12～15	21	56	4.8～6.8	4.1～10.1	4.05～11.1
III	5.5	<15	0.6	2.7	20	5～10	15～10	10～12	8～12	<5	5～1	10～12	<12	10.5	12	0.96～2.96	0.82～6.82	0.8～7.81
IV	3		0.1	1.2	10	1～5	10	5～10	6～8		1	5～10		0.5	0.5～1.5	0.43～2.48	0.41～6.41	0.4～7.41
V	<0.5		<0.1	0.53	5	<1		<5				<5			<0.5	<0.42	<0.41	<0.4

表 5—3b　盖层渗透率划分标准对比表

（单位：$10^{-3}\mu m^2$）

级别	A.A.哈宁(1975)	皮利普和夫(1979)	王少昌(1987)	陈章明(1989)	邓宗淮(1990)	郝石生(1991)	许化政(1991)	李国平(1996)
I	$<10^{6}$	$<10^{5}$	$<10^{-6}$	$<10^{-5}$	$\leqslant 10^{-6}$	$<10^{5}$	$<10^{8}$	10^{6}
II	10^{5}	10^{3}	10^{5}	10^{4}	10^{-4}	2×10^{4}	10^{7}	10^{5}
III	10^{-4}	$>10^{3}$	10^{4}	10^{3}	10^{3}	10^{3}	10^{-6}	10^{-4}
IV	10^{3}		10^{-3}	10^{2}	10^{2}	$>10^{3}$	10^{5}	10^{3}
V	10^{-2}		10^{-2}	$>10^{2}$				10^{2}

表 5—3c　盖层孔径划分标准对比表

（单位：nm）

级别	亚斯捷洛夫(1975)	张文达(1990)	邓宗淮(1990)	戴贤忠(1991)	郝石生(1991)	游秀玲(1991)	张义纲(1991)	许化政(1991)	王少昌(1994)	李国平(1996)
I	<50	1.0～3.2	≤1.8	<20	<70	<2.0	<2.4	<2.0	1.0	1.0
II	50～2000	1.0～3.2	1.5～5.0	20～30	70～300	2.0～4.0	2.0～3.0	2.0～3.0	>2.0	>2.0
III	>2000	1.0～0.63	5.0～10	30～50	300～1500	4.0～6.0	>3.0	3.0～5.0	>3.0	>3.0
IV			10～20		>1500	6.0～10		>5.0	>4.0	>4.0
V						10～30			<4.0	>4.0

试方法不同；选用样品规格不同，代表性不同；评价区地质条件不同，对封盖条件要求不同。

在以往进行的盖层封闭能力评价中，应用参数有的多达 12 项，实际上，决定毛细封闭能力的主要参数只有排替压力。依据其与排替压力之间的关系，可将其进一步划分为两类：一类是排替压力的派生参数，即可由排替压力计算得出，如最大连通孔径、最大封闭烃柱高度等，这些参数与排替压力具有等同意义，可以用排替压力替代，不需要单独列出；另一类是相关参数，即与排替压力具有相关性，如渗透率、孔隙度，或排替压力的影响因素，如粘土矿物类型及含量、平均孔径等(图 5—4)。在评价毛细封闭能力时，应以排替压力为主，同时可再选取 1～2 个相关参数相互验证，以使评价更加准确。

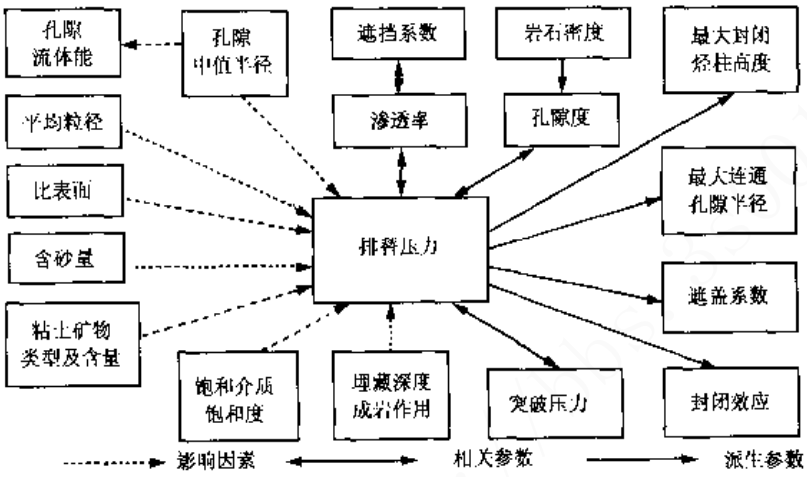


图 5—4　排替压力与其它参数相关图

澳大利亚中部 Eromango 盆地河流－浅湖相沉积区毛细封闭盖层控制了油气分布，在 Jackson 等四个地区的 Birdhead 地层和 Murteree Ridge 盆地的 Murta 层为油藏的毛细封闭盖层，油柱主要受盖层毛细封闭能力——排替压力控制，由压汞法计算的最小封闭油柱高度(派生参数)与实际油柱高度接近，且油藏大多都未充满(表 5—4)。也就是说上覆盖层起到“自动控制阀”的作用，过量的油气都通过“控制阀”——盖层逸散了。

空气渗透率是表征盖层封闭性能优劣的又一量度，虽然它不如排替压力那样直观，但足以说明盖层的相对封闭性能。油气开发实践证明，一般储油层的下限渗透率值为 $0.1\times10^{-3}\mu m^2$，致密气藏的下限渗透率值为 $0.0001\times10^{-3}\mu m^2$，盖层只有比储集层物性差时才能有效阻滞油气散失，因此，一般情况下油藏盖层的渗透率上限值为 $0.01\times10^{-3}\mu m^2$，气藏盖层渗透率上限值为 $0.0001\times10^{-3}\mu m^2$，该值以下盖层的渗透率值越低则封盖性能越好。

Krushin(1997)对 12 块页岩样品应用渗透率等参数进行了盖层封闭性能评价。在恒湿度(相对湿度 35%)和 54℃条件下将样品烘干，以加湿的空气为介质测定渗透率(未进行克氏校正)为 $0.3\times10^{-6}\sim5.9\times10^{-6}\mu m^2$。然后将这些样品抽空加压饱和盐水，测定水相渗透率为 $4.2\times10^{-6}\sim8.3\times10^{-6}\mu m^2$(表 5—5)。从表中可以看出，水相渗透率均高于空气渗透率，这对于储集层岩心是不可能的，是什么原因导致水相渗透率高于气相渗透率呢？经分析认为，利用恒湿烘干及加湿空气在岩心流动过程中出现气水两相，水被岩石所吸附成为束缚状态，因此占据了气体流动通道，从而导致气相有效渗透率降低：

$$K_w = 0.83K_g + 3.98 \quad (R^2 = 0.88) \qquad (5—1)$$

式中　K_w——水相渗透率，$10^{-6}\mu m^2$；

K_g——湿气渗透率，$10^{-6}\mu m^2$。

表 5—4 计算封闭油柱高度与实际油柱高度对比表(据 Boult,1997)

地 区	Bodalla Sth	Jackson	Gidgealpa	Mooran	Limestone
层 位	Birkhead	Birdhead	Birkhead	Birkhead	Ck.Murta
油密度,g/cm³	0.75	0.77	0.77	0.78	0.76
水密度,g/cm³	0.97	0.97	0.97	0.96	1.0
油水界面张力,dn	11.3~7.0	21.9	30~21.9	30~21.9	30~21.9
盖层汞排替压力,MPa	1.39~1.04	1.74~1.39	1.04~0.70	2.09~1.04	0.87~0.63
储层汞排替压力,MPa	0~0.35	0.035	0~0.35	0.035	0.035
计算封闭油柱高度,m	19.6~8.8	52.2~40.7	42.7~19.7	94.9~33.5	30~14.9
实际封闭油柱高度,m	11.2	36	20	13.7	17
闭合高度,m	40~30	50~36	53~45	>60	58~34

表 5—5 盖层毛细封闭评价参数表(据 Kruhsin,1997)

样品号	阳离子交换能力	恒湿孔隙度 %	真空孔隙度 %	空气渗透率 $10^{-6}\mu m^2$	水相渗透率 $10^{-6}\mu m^2$	汞排替压力 MPa	最大连通孔径 nm
RB1511	6.7	13.5	19	4.7	7.9	66.0	11
RB532	6.1	10.1	12.6	3.5	7.3	20.2	37
RB1713	3.8	14.4	20.2	3.2	5.7	24.3	31
RB1761	6.4	16.0	22.4	2.5	6.0	48.7	15
RB1820	2.0	13.7	20.8	4.7	8.3	12.5	60
RB1856	4.8	13.8	19.4	5.9	8.9	52.1	14
CAT1200	4.4	5.0	6.6	2.3	5.5	104.3	7
CAT1202	7.7	3.9	7.9	0.3	4.2	90.4	8
M9649	1.1	0.8	1.2	1.8	5.5	104.3	7
S1433	0.2	1.2	3.7	1.2	4.8	10.4	72
S1461	1.5	1.4	3.6	0.9	4.9	31.3	24
S1537		3.4	3.9	1.0	5.3	48.7	15

通过孔隙度测定也可以证明上述论点,真空干燥样品孔隙度均高于恒湿干燥样品孔隙度,二者亦具线性关系:

$$\phi_v = 1.34\phi_h + 0.9(R^2 = 0.97) \tag{5—2}$$

式中 ϕ_v——真空干燥样品孔隙度,%;

ϕ_h——恒湿干燥样品孔隙度,%。

孔隙度的变化说明束缚水占据了一定孔隙空间,减少了气体的运移通道,降低了气体散失速率,也就是说盖层对气藏中含水天然气的封闭作用比对纯水的封闭能力强。通过压汞法测得样品的排替压力为 10.4~104MPa,对应最大连通孔径为 7~72nm,折算成气水排替压力为

2.1～21MPa，可以封闭275m以上的气柱。

2. 盖层毛细封闭影响因素分析

盖层的毛细封闭能力主要受沉积作用和成岩作用影响，而封闭油气柱高度还与储集层特征及所封闭流体性质有关。

1)沉积作用影响

沉积环境控制了沉积物的物质组成及其结构，因此造成盖层封闭能力的差异。T.Φ.Ahtohoba(1964)系统研究了泥质岩盖层后指出，泥质岩盖层中杂质含量最合理的值为10%～15%，如果砂—粉砂含量超过20%，盖层的渗透性就会升高，封闭能力将会降低。如叶哈盆地侏罗系地层泥质岩盖层突破压力随含砂量的增加，突破压力降低(图5—5)。Krushin(1997)研究不含有机质的页岩封闭能力时得出孔径大小与页岩中石英含量成正相关关系：$y=1.4x-20.5$($r=0.93$)，其中y为孔径大小，x为石英含量，这也证明了上述观点的可靠性。如果砂含量低于5%～10%，就会产生片状结构，也有人(Г.Э.Прожорович,1972)认为这些片状结构对盖层的封闭性有好的影响。

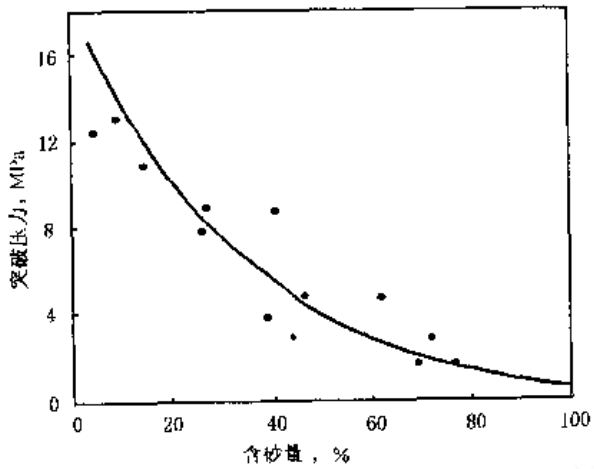


图5—5　泥质岩盖层突破压力随含砂量变化关系图

通常，在水体面积较大、稳定的沉积环境中形成的泥质岩盖层质纯，颗粒细小，砂质含量低，微孔发育，突破压力高，如海相、深湖相沉积的泥页岩具有较高的封盖能力；近物源、水体较动荡的沉积环境中形成的泥质岩质不纯，微细孔隙含量偏低，突破压力低，封盖性能差，如河流环境形成的泥岩。

泥质岩在一定的环境下会同时沉积一定的分散有机质，这些有机质(特别是Ⅰ、Ⅱ$_A$型干酪根)充填在孔隙中，使孔隙体积减少，孔径减小，毛细封闭能力增强。Klubova等(1942)报道含有机质的蒙脱石粘土比不含有机质的粘土孔隙度减少了3.85%，平均孔径减小了1.8μm(SEM360倍)，毛细封闭能力增加了1.33倍。

碳酸盐岩盖层受沉积环境的影响主要与泥质含量有关，纯石灰岩性脆，易产生裂隙使封盖能力降低；而泥灰岩则塑性条件相对较好，在鄂尔多斯盆地深水斜坡、斜坡及泻湖都形成较好的碳酸盐岩盖层

2)成岩作用影响

在不同的成岩阶段，盖层的封盖能力也发生明显的变化，主要表现为随着埋深的增加，泥质岩压实越来越紧密，孔隙度大幅度减小，毛细封闭能力增强。晚成岩A期蒙脱石大量转化为伊/蒙混层，受压实作用强，具有基质状、絮流状或层流状微结构，孔隙水平定向、孔隙度低，渗透性差、封盖性能好。同时，随着有机质的成熟，生成烃类在运移过程中，由于其自身的硫酸盐还原菌的作用，首先形成S^{2-}、H_2S、和CO_3^{2-}离子，然后再与泥岩中所含有的Fe^{2+}和Ca^{2+}离子反应，形成黄铁矿和方解石两种次生矿物，堵塞了盖层中的微渗漏空间，形成盖层的自封闭(傅家谟,1992)。晚成岩B、C期粘土矿物以伊利石和高岭石为主，坚硬、性脆，其封盖性能取决于构造运动的强弱及裂隙发育程度。

膏岩成岩阶段主要分为四期，早成岩期石膏脱水变为硬石膏，自形膏岩矿物呈压实定向排列；晚成岩A期硬石膏重结晶，由自形晶变为柱状、板状、板片状半自形晶，封闭性能好，晚成

岩B期在侧向挤压作用下，硬石膏重新变形，重结晶形成糖粒状它形巨晶结构。后生成岩期使膏岩暴露地表，由于表生风化淋滤作用，退化为变水石膏和石膏。

通过上述分析可以看出，盖层的毛细封闭能力也是因地而异且随时间变化的，毛细封闭能力并非一沉积时就存在，也并不是一成不变的。它会随着构造、沉积、成岩环境的变化而变化，因此，毛细封闭能力的评价也应在动态过程中进行。

3)储集层性质影响

排替压力是评价毛细封闭能力的最关键参数，为更直观起见，可将其换算为封闭烃柱高度，在不考虑水动力影响及储集层超压时：

$$T_h = (p_d - p_{dr})/(\rho_w - \rho_h)g \tag{5—3}$$

式中 p_d——盖层排替压力，MPa；

p_{dr}——储层排替压力，MPa；

ρ_h——烃密度，g/cm³(h=o—油；g—气)。

由上式可以看出，封闭烃柱高度不仅与盖层封闭能力有关，而且与储集层及流体性质有关，即储盖具有相对性，盖层需要具有比储集层更差的渗透性和更大的排替压力才能形成对油气的有效封盖。

4)流体性质影响

对于油藏而言，盖层排替压力等于油水毛管压力($p_d = p_{co}$)，烃密度等于油密度($\rho_h = \rho_o$)，对于气藏而言，盖层排替压力等于气水毛管压力($p_d = p_{cg}$)，烃密度等于气密度($\rho_h = \rho_g$)，由于油水密度差小于气水密度差，因此气柱的浮力大于油柱的浮力，故气比油难封。而气水界面张力大于油水界面张力，对于同一盖层，在一定条件下，其孔隙分布是固定不变的，即最大连通孔径都相同，由此计算出 $p_{cg} > p_{co}$，油比气难封。综合考虑，流体密度和界面张力因油气性质和埋藏深度不同而不同，对于一般油气，在埋藏较浅时(表5—6，深度2500m)，封闭油柱高度大于封闭气柱高度，埋藏较深时，封闭气柱高度大于封闭油柱高度，但这一转换深度随油气的性质而有所改变。

表5—6 不同深度时烃水密度差及界面张力数据表

埋深 m	压力 bar	温度 ℃	气水密度差 g/cm³	油水密度差 g/cm³	气水密度差/油水密度差	气水界面张力 N/m	油水界面张力 N/m	气水界面张力/油水界面张力
0	1	20	1.049	0.23	4.56	0.07	0.025	2.8
500	50	35	1.0	0.245	4.1	0.063	0.022	2.8
1000	100	50	0.96	0.26	3.7	0.055	0.0195	2.8
1500	150	65	0.88	0.27	3.26	0.0475	0.017	2.8
2000	200	80	0.845	0.285	2.96	0.038	0.0145	2.6
2500	250	95	0.832	0.302	2.76	0.033	0.012	2.75
3000	300	110	0.82	0.32	2.56	0.03	0.009*	3.3
4000	400	140	0.79	0.35	2.26	0.025	0.0035	7.1

据李明诚，1994；1bar = 10^5Pa

对于两相烃柱而言，设只有气相与盖层接触，由于 $p_{cg} > p_{co}$，若只有薄气顶，则封闭最大烃柱为：

$$T_{o/g} = \frac{T_g(\rho_w - \rho_g)}{\rho_w - \rho_o} \tag{5—4}$$

式中 $T_{o/g}$——封闭油气两相烃柱高度，m；

T_g——封闭气相烃柱高度，m。

由上式计算出两相烃柱高度均比油或气单相烃柱高。

盖层一般都被认为是水湿的，因此依据毛管压力作用只能封闭游离相油气，而不能封闭水溶相油气，特别是天然气在水中的溶解度较大，毛细封闭盖层不能阻止水溶气的散失。

3. 盖层毛细封闭能力评价

油气对盖层的封闭能力的要求取决于储集层剩余压力的大小，储集层剩余压力越大，对封闭层要求越高。储集层的剩余压力主要由水动力、烃柱浮力和储集层超压三部分组成。地层条件下，油气聚集区内流体流速是极其缓慢的，一般小于1cm/s(陶一川，1995)，由此可将水动力压强视为零，故施加于油气并使之通过封闭层逸散的能动力主要为烃柱浮力和储集层超压。

1)烃柱浮压

烃柱浮压主要由烃柱高度和烃水密度差确定：

$$p_f = (\rho_w - \rho_h) g T_h \tag{5—5}$$

式中 p_f——烃柱浮压，MPa；

ρ_w——水密度，g/cm^3；

ρ_h——烃(油/气)密度，g/cm^3；

g——重力加速度，m^2/s；

T_h——烃柱高度，m。

据Zeiglan(1994)对加利福尼亚443个油气藏和落基山地区364个油气藏的烃柱统计，油藏最高烃柱分别是832m和1076m，充满度为95%时分别为366m和671m，气藏最大烃柱高度分别是488m和671m，充满度为95%时分别为229m和375m。据Evamy(1978)对尼日利亚1400个油藏的统计，烃柱高度中值小于15m，充满度为95%时烃柱高度只有46m，且大部分油气藏都未充满到溢出点，表明断层或盖层存在漏失，其平衡点即为盖层依毛细压力所能封闭的最大烃柱高度，这充分说明盖层封闭能力与储集层剩余压力之间的相互关系。

在不考虑水动力和储集层超压条件下，烃柱浮压即为所要求盖层的最小封闭能力。通过加利福尼亚和洛基山地区油气藏烃柱高度分析可知，油柱的毛细封闭压力为1.67～2.88MPa，气柱的毛细封闭压力为3.01～4.79MPa，也就是说相同封闭压力条件下封闭油柱比封闭气柱高，即气藏对封闭能力的要求比油藏高。对于95%充满度条件而言，封闭石油要求排替压力为0.86～1.52MPa，封气为1.52～2.55MPa。据我国35个主要气藏统计，烃柱高度为151～1327m，50%气藏的气柱高度小于300m，75%气藏的气柱高小于400m，95%气藏的气柱高度小于750m，最大气柱高度为1327m，若气水密度差按0.78计，对应的烃柱浮压分别为2.3MPa、3.1MPa，5.7MPa和10.2MPa。

2)储集层超压

储集层异常高压在天然气藏中占有很大的比例，尤其是在碳酸盐岩储集层中超压更加普遍，据我国206个气藏统计，在碳酸盐岩气藏中，储集层压力系数为1.2～1.8的高压气藏占40.3%，储集层压力系数大于1.8的超高压气藏占17.9%，二者合计达58.2%(表5—7)，如四川涪陵县黄草峡气田下二叠统茅口组第二段压力系数最高达2.29，在草4井气层中部2709m，实测地层压力高达62.04MPa，而在碎屑岩中异常高压及超高压气藏仅占9.0%(唐泽尧，1997)。

表 5—7　我国气藏压力系数与储集层岩性关系表(据唐泽尧,1997)

储集层类型 / 气藏 / 压力系数级别	碳酸盐岩		碎屑岩	
	气藏数	所占百分数	气藏数	所占百分数
低压(<0.7)	5	2.5	1	1.3
常压(0.7~1.2)	81	39.3	70	89.7
高压(1.2~1.8)	83	40.3	6	7.7
超高压(>1.8)	37	17.9	1	1.3
合　计	206	100	78	100

通过对天然气藏储集层异常压力状况分析可以看出,超压储集层都具有良好的局部封闭性,且主要为裂缝性储集层和凸镜状储集层(唐泽尧,1997)。裂缝溶蚀孔洞性致密灰岩、凸镜状多孔灰岩或云岩,由于受周围致密岩的遮挡,横向连通性差,再加上良好盖层的封闭,形成超压后压力难以释放,因此易于形成超压储集层;而层状孔隙性储集层,一般基质孔隙度高,具有一定的基质渗透性,横向连通性好,易于形成常压储集层(图 5—6)。如四川盆地中部高压到超高压带,主要产层有三叠系嘉二(T_1^2)层到二叠系栖霞组(T_1q),均为碳酸盐岩裂缝性储集层、透镜状岩性储集层和生物礁储集层,横向连通性差,且上部又有嘉二膏盐岩层的纵向封盖,因此形成高压—超高压储集层,储集层压力系数多数在 1.5~2.2 之间。此带上、下均为孔隙型层状气层,虽然上覆都有良好的盖层条件,但由于横向连通性好,难以形成超压储集层,均为常压储集层。

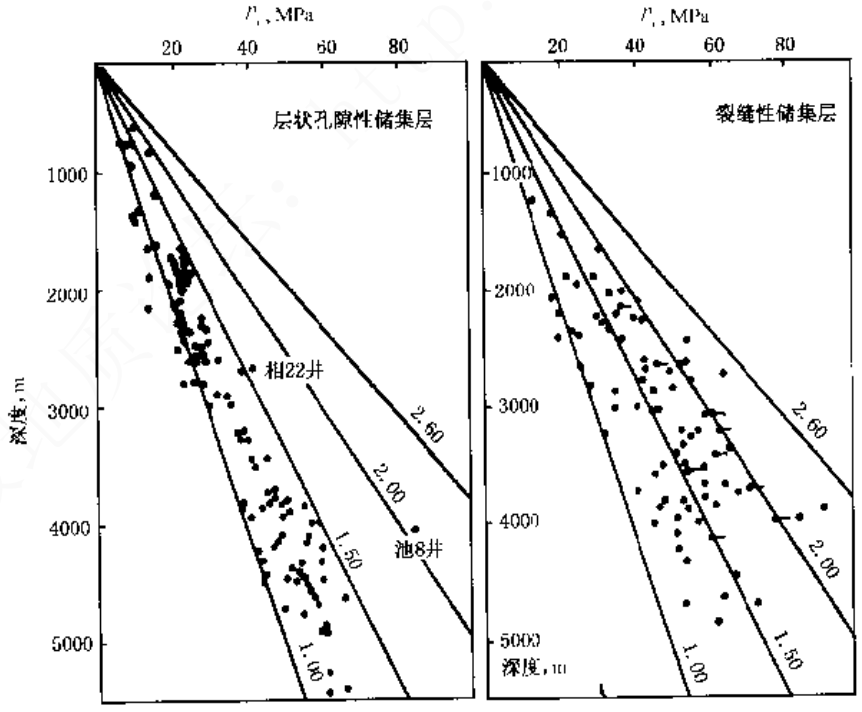


图 5—6　川东地区储集层类型与地层压力关系图

(据唐泽尧,1997)

裂缝型超压气藏有效储集裂缝主要发育在拱曲轴部,为张性裂缝,由于纵向受拉伸应力作用,在中性面以上越靠岩层顶面引张应力越强,张性裂缝越发育;横向上,挠曲曲率越大,应力越强,裂缝越发育。通过长期油气勘探开发实践总结出裂缝发育的规律:"高点、长轴、挠曲等

部裂缝发育，不对称背斜裂缝偏缓翼"(唐泽尧，1997)。也就是说裂缝发育是有条件的，是局部的，有利裂缝性储集层主要发育在拱曲的高部位，而且周围巨大超低渗透性岩体会形成对裂缝性储集层的有效遮挡，此时油气不可能横向逸散，可以说裂缝性储集层侧向致密岩层对超压流体能够有效封闭，凸镜状油气藏也是如此。由此可以看出，裂缝性和凸镜状异常高压储集层中油气是否富集及超压是否能够保持主要取决于侧向封闭性及上覆盖层的封闭性能，超压储集层中油气的保存对盖层有更高的要求。

二、盖层水力封闭分析与评价

如果盖层具有极高的排替压力，流体难以克服毛管压力而渗漏，只有形成天然水力压裂裂缝时才能破坏盖层的封闭性，此类盖层封闭即为水力封闭。盖层水力封闭机理属于毛细封闭，破坏机制为天然水力压裂，这类盖层主要有致密页岩、盐岩及硬石膏等(Watts，1987)。

1. 水力封闭盖层分析

水力封闭盖层的封闭能力不取决于盖层的毛细封闭压力，而取决于盖层的水力破裂压力。裂缝的形成与岩石自身的力学性质、岩层的受力环境和受力大小有关。不同岩性的盖层具有不同的力学性质，泥灰岩、石灰岩和白云岩抗压强度最大，硬度最高，塑性系数和压缩系数最小，表明受力后易产生脆性破裂(表 5—8)；膏岩抗压强度最小，硬度最低，而塑性系数和压缩系数较大，因此在构造应力作用下易于产生塑性变形，不易破裂。泥质岩各项参数居中，具有一定抗变形能力和较大的压缩性，具有明显的塑脆性特征，在构造应力条件下易发生塑性变形，不易产生裂缝。做为盖层，最好是软—中软的塑性和塑脆性膏岩及泥质岩，在强应力条件下易产生塑性变形而不破裂，这就是绝大多数的油气藏都是由这两类岩石做盖层的主要原因。

表 5—8　各类岩石力学性质数据表(据杨传忠，1994)

岩性	抗压强度 MPa	杨氏模量 10^4MPa	泊松比	硬　度 MPa	塑性系数	压缩系数 10^4MPa
膏　岩	24.5	1.11	0.24	535.83	2.14	4.75
	18～30	0.9～1.3	0.2～0.3	400～600	1.0～3.0	4.0～6.0
泥　岩	36.93	2.3	0.11	441.26	1.44	5.67
	20～60	1.0～4.0	0.1～0.6	300～600	1.0～2.0	2.0～8.0
粉砂质泥　岩	30.52	3.09	0.19	584.01	1.4	2.62
	20～50	2.0～4.0	0.1～0.3	300～900	1.0～1.5	1.0～4.0
泥　质粉砂岩	21.14	2.45	0.15	346	1.57	3.6
	20～50	1.5～4.0	0.1～0.2	300～600	1.0～2.0	1.0～5.0
泥　质灰　岩	44.23	4.15	0.17	776	1.66	1.37
	30～50	3.0～5.0	0.1～0.2	300～1000	1.0～2.0	1.0～2.0
石灰岩	44.8	2.04	0.18	1124.34	1.52	3.18
	30～50	1.5～3.0	0.1～0.2	800～1200	1.0～1.5	0.8～4.0
白云岩	37.15	4.86	0.21	1218.68	1.43	1.38
	30～60	2.0～9.0	0.1～0.3	800～1300	1.0～1.6	0.7～3.0

岩石抗压强度主要反应受构造挤压应力时的破坏强度，抗张强度反应水力压裂强度。岩石的抗张强度比抗压强度低 1～2 个数量级，在地面条件无孔隙压力时，岩石抗张强度一般小于 20MPa，18 块样品的岩石力学参数测试结果表明：抗张强度小于 5MPa 的占 33.3%，5～

10MPa的占38.9%，两者占72.2%。泥岩抗张强度高达17.6MPa，平均11.2MPa，砂岩抗张强度平均仅为6.02MPa，说明塑性岩即具有一定的抗压强度又具有相当高的抗张强度，因此无论在构造挤压应力还是拉张应力条件下都不易产生裂隙而保持良好的稳定性。

2. 水力封闭盖层封盖能力评价

盖层是否能形成水力封闭还需要分析盖层是否具有相当高的毛细封闭能力，只有岩层的破裂先于流体通过毛细管运移散失的盖层才称为水力封闭盖层。否则为毛细封闭盖层，因此水力封闭盖层的识别需要首先分析毛细封闭能力。

天然水力压裂裂缝的形成一般垂直于最小有效应力 σ_3，而受最大有效应力 σ_1 和中等有效应力 σ_2 平面所限定。对于大多数被动盆地或拉张盆地，最小有效应力一般等于最小水平有效应力 σ_{Hmin}，因而产生的水力裂缝都是垂直的。当 σ_3 趋于零，或者降到岩石的抗张强度（$-C_t$）时便会形成水力压裂，因此水力封闭能力由最小有效应力 $\sigma_3(=\sigma_H)$ 决定。最小水平应力一般由两种方法确定

(1)用 Breckels Van Eakelen(1982)经验公式推导：

$$S_{Hmin}=\begin{cases}0.197D^{1.145}+0.46(p-p_n) & (D<3505m)\\ 1.167D-4596+0.46(p-p_n) & (D>3505m)\end{cases} \tag{5—6}$$

$$\sigma_3=S_{Hmin}-p$$

式中 S_{Hmin}——总应力；

p——孔隙压力；

D——深度。

(2)利用泊松比和垂直有效应力 σ_v 计算：

$$\sigma_H=\sigma_v\frac{\upsilon}{1-\upsilon} \tag{5—7}$$

由于泊松比是埋藏深度的函数，用该法估算的值可能偏高，而用 Breckels 经验公式估算结果可能偏低。

储盖界面上的总压力 $S_H=p_w+p_{ch}$，其中 p_w 为含水层压力，p_{ch} 为烃水毛管压力，而水平有效应力为 σ_H，则当 $p_{ch}=\sigma_H+C_t$ 时，盖层产生天然水力裂缝而失去封盖性。如忽略 C_t，则水力封闭可封闭的烃柱高度(Watts,1987)为：

$$T_h=\frac{\sigma_H}{(\rho_w-\rho_h)g} \tag{5—8}$$

水力封闭盖层对油、水封闭能力都相同，因此封闭油柱总比封闭气柱高，两者关系如下：

$$T_o=\frac{T_g(\rho_w-\rho_g)}{\rho_w-\rho_o} \tag{5—9}$$

由于水力封闭盖层具有极高的排替压力，因此它可以完全阻止油气运移，油气散失的主要通道不是毛细孔道，而是沿其形成的天然水力压裂裂缝。

三、压力封闭分析与评价

静水柱压力梯度一般为9.79kPa/m，高矿化度地层水的压力梯度可达11.9kPa/m，超出这个界限的压力均称为高异常压力。在封盖层中经常出现异常高压，与常规毛细盖层相比，异常高压盖层对油气具有更强的封闭能力。

1. 压力封闭形成条件

地层超压必须同时具备两个条件：一个是形成压力的基础，即形成地层超压的“压力”源

泉，另一个是能够阻止内部流体——“超压流体”排出的非渗透遮挡层。

形成地层超压的“压力”源泉有多种，主要有：

(1)欠压实：在埋藏压实过程中，水不断由沉积岩中排出，但在厚度较大，快速沉积的页岩层中，由于不均衡压实作用使孔隙度及渗透率降低，阻止或减缓了水的排出，由此形成超压。

(2)水热增压：随着埋深的增加，温度不断升高，由于水的膨胀系数比岩石大，且被遮挡层阻滞而排水不畅，因而使地层增压。

(3)蒙脱石脱水：在蒙脱石向伊利石转化过程中，结构水转变为自由水，由于两者密度差异而使体积增加，在水不能顺利排出时即提高了孔隙压力。

(4)油气的生成：沉积埋藏过程中有机质向烃类的转化同样使流体体积增加，从而引起压力提高。

(5)构造挤压作用：构造挤压使地层岩石变的异常致密、流体排出不畅，致使压力升高。

(6)渗透增压：低矿化度水通过半渗透隔层向高矿化度区运移而引起压力升高。

(7)抬升剥蚀：地层抬升，上覆地层遭受剥蚀，含气岩层体积收缩速度小于静水梯度变化速率而引起压力升高。

在上述众多因素中，多数学者认为造成地层超压的主要原因是地层欠压实和烃类生成。一些事实表明形成超压的同时也形成低孔低渗透层，压实作用降低了粘土矿物渗透率，特别是垂向渗透率。地层埋藏越深，压实越强烈，渗透率降低越多，从而形成流体流动的遮挡层。由于成岩作用形成的低渗透条带可形成压力封闭层中的遮挡层：在砂岩中由于压溶、孔隙流体反应、沉淀形成的硅质和钙质等胶结往往形成低渗成岩条带；在泥质岩中，绿泥石条带比周围页岩孔隙度低，喉道小(Powers，1991)；页岩中成岩作用亦可形成含硅质和粘土的条带，在埋深进入“封闭窗”(Seal Window)时这些成岩条带才发育，在 Anadarko 盆地埋深为 1829m ~ 3000m，而在浅层不存在成岩条带(Al—Shaieb，1998)。蒙脱石转化为伊利石造成渗透率降低也能阻止流体流动(Colten—Bradley，1987；Bethke 等，1998；Fread 和 Peacor，1989)。在超压层顶部的高矿化、低渗透盖层可能是源岩生烃过程中排出的富碳酸钙的流体形成的沉淀引起的。

Dewers 和 Ortoleva(1990 a，1988)、Qin 和 Ortoleva(1998)等应用数学模拟方法进一步证实了成岩作用与有效压力封闭形成的关系，指出与压力有关的成岩作用在流体流动过程中就会产生沉淀，沉淀的产生降低了渗透率，提高了局部压力梯度，而局部压力梯度的上升又可能进一步提高沉淀速率，从而又加剧了局部压力梯度的发展，即加强了自封闭能力，由此周而复始形成地层超压。根据地层水与岩石反应平衡与压力相关现象，Y.Chen 等(1994)应用数值模拟方法模拟碳酸盐—石英体系中压力封闭发生发展过程，结果证明成岩作用形成压力封闭的机理(图 5—7)，这也是压力封闭可以穿层而不受岩性控制的有利证据。

沉积作用形成的砂泥岩互层对形成超压亦具有重要意义，在西地中海海洋钻探项目中，发现 ODP Site975 海底 145 ~ 170m 深度存在超压，孔隙流体超压高达 2MPa，超压层呈互层状，在 140 ~ 170m 深度段内存在欠压实，粒度较粗，地层中含生物成因甲烷气。由于埋藏很浅，渗透率很高，难以完全用欠压实解释地层超压，而与所含甲烷气和岩性变化有关，其超压层的封闭机制为毛细封闭(A.Revil 等，1998)。甲烷气存在于粒度较粗的地层中，当含气饱和度达到一定程度时，气相就变成“气顶”，由气水两相形成毛细封闭，其毛管压力为：

$$p_c = 2\sigma\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \tag{5—10}$$

式中 r_1 和 r_2 分别为泥岩和砂岩的孔隙半径，

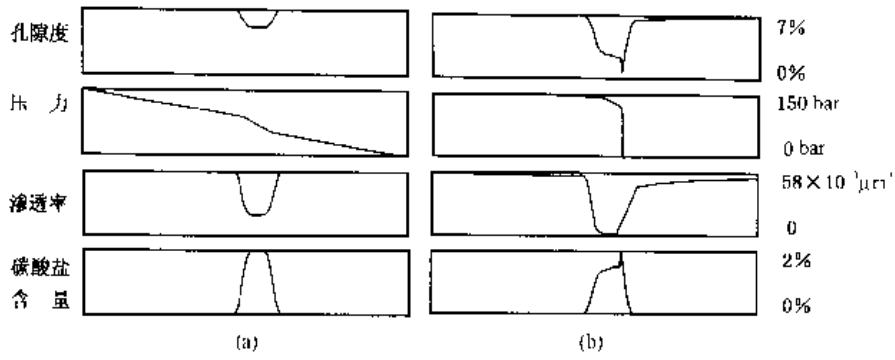


图 5—7 成岩封闭模拟示意图(据 Y.Chen 等,1994)

岩心 150m×100m,两端为 93%的石英砂岩,中部为 93%石英砂加 2%碳酸钙,

(a)时间 $t=0$;(b)时间 $t=2280$d;碳酸盐沉淀导致岩心中部渗透率及压力下降

这类毛细封闭可用变形的达西方程(Lenormand,1998)表示:

$$q_f=\begin{cases}\dfrac{KK_f}{\eta_f}\left(\dfrac{\mathrm{d}\delta p}{\mathrm{d}z}-\dfrac{\mathrm{d}p_c}{\mathrm{d}z}\right), \dfrac{\mathrm{d}\delta p}{\mathrm{d}z}>\dfrac{\mathrm{d}p_c}{\mathrm{d}z}\\ 0, \dfrac{\mathrm{d}\delta p}{\mathrm{d}z}\leqslant\dfrac{\mathrm{d}p_c}{\mathrm{d}z}\end{cases} \tag{5—11}$$

式中 q_f——流量;

p_c——毛管压力;

K_f——水相相对渗透率。

Shosa 和 Cathles(1998)实验证实在多层沉积岩中总的毛管压力是每一个界面毛管压力之和,即形成多层封闭,这较单层封闭效果要好。如果是单层封闭,遮挡层破坏后即失去封闭性,而多层封闭则具有叠加效应(图 5—8)。

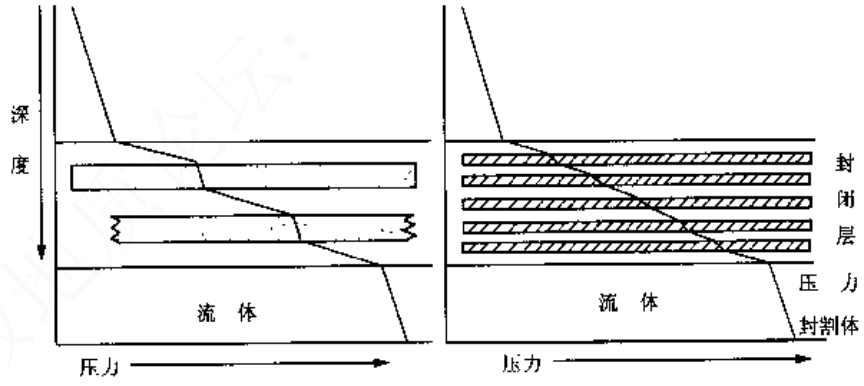


图 5—8 封闭层厚度与压力梯度变化关系图

深层压力封闭也有同样特征,在路易斯安那海湾,上白垩统下 Tuscaloosa 地层在 5680m 处地层超压大于 20MPa,该区超压层最薄仅 28m,最厚达 137m,并且近于水平面突破岩性界限。超压层为砂泥岩互层(约 3m),方解石胶结物溶解后,压实作用使砂岩变得十分致密,其渗透性非常低(S.P.Weedan,1998),并且富含有机质的页岩在此深度生气,导致地层超压。

我国许多含油气盆地泥页岩中都发现存在异常压力,并形成良好的压力封闭。如松辽盆地青山口组和嫩江组一二段,南海莺—琼盆地的莺一黄组下部及梅山组,大港、潜江、黄骅等凹陷下第三系沙河街组和东营组,渤海湾地区的第三系,塔里木盆地轮南地区石炭系,塔中地区二叠系和石炭系等。南海崖 13—1 气田在其构造顶部及西翼断层上盘主要由梅山组异常高压

形成压力封闭，封闭气柱高度为410m。梅山组为海相泥岩、砂岩及生物灰岩，普遍含灰质，实测压力系数达1.8(崖13-1-1井)，剩余压力达26.48MPa(孙嘉陵，1995)，是该区极好的区域性盖层(图5—9)。

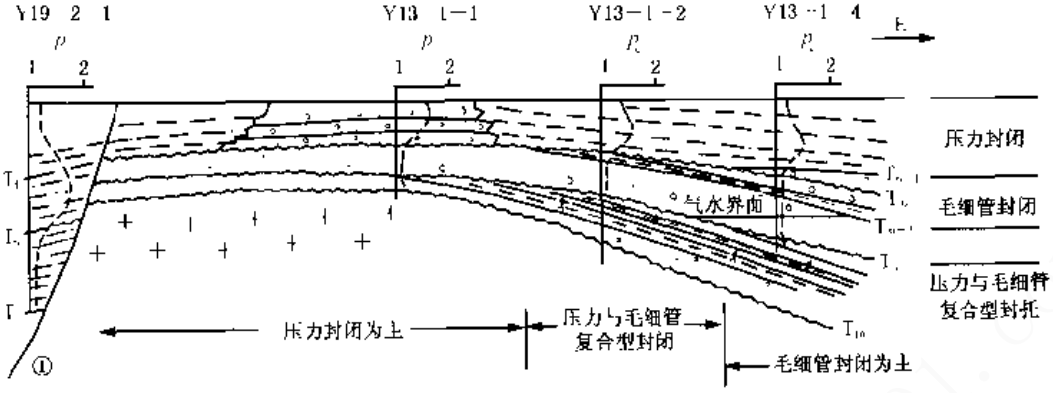


图5—9 崖13—1气藏压力封闭图(据孙嘉陵，1995)

p_c表示压力系数

2. 压力封闭分析

压力封闭(pressure seal)是指孔隙喉道有效地关闭而使渗透率接近于零，即阻止烃类运移，也阻止水相的运移。实际上，绝对的不渗透层是不存在的，由于随后的沉积作用或抬升剥蚀造成压力高于封闭压力而渗漏时称为"渗漏压力封闭"(leaking pressure seal)或称为"速度封闭(rate seal)"(Bradley和Powley，1998)。Deming(1994)估算厚100m的封闭层要使超压单元保持1MPa，封闭层的渗透率必须低于$1\times10^{-23}\mu m^2$。假设封闭层具有一定的渗透性，则由于封闭层内外压力差的作用，内部流体必然要向外渗出，因此要使单元在地质时间内始终保持处于超压状态，就必然需要一定厚度的遮挡层，且沿此层运移路径中必然存在一压力剖面，无论其压力剖面是如何变化的，总是越接近封闭边缘压力越小，到边界处与外界压力相等。如果超压层对下伏油气藏形成封闭，则在储盖界面处压力与储集层压力相等，也就是说超压体内部流体压力是逐渐向外部传递并在边界处与储集层压力平衡的，其压力消耗主要是在封闭层内，而不是消耗在储盖界面处。即封闭层内存在的一定厚度的遮挡层保持了内部的流体超压，同样对下伏油气起封闭作用的也是该遮挡层，而不是内部流体或内部流体压力。超压只是一种表现形式，并不直接对下伏油气起封闭作用，因此"压力封闭"实质上是由于封闭层中的致密遮挡层起封闭油气作用，封闭机制属于毛细封闭。

当内部流体压力超过破裂压力时，封闭层就会产生裂隙，流体就会溢出。破裂压力由下式给出：

$$p_F = \sigma_{11} + p + T_S \tag{5—12}$$

式中 p_F——破裂压力；

σ_{11}——最小有效水平应力(层外)；

p——孔隙流体压力(封闭层外)；

T_S——封闭层的抗张强度。

也就是说压力封闭层中封闭压力的遮挡层具有水力封闭的性质，正是由于有非常致密并具有极高排替压力的岩层对内部流体的遮挡才使得压力得以保存。

3. 压力封闭盖层的识别与评价

在世界多数沉积盆地中都存在异常压力层，其中能对油气构成封闭的称为压力封闭。压

力封闭在地质历史时期几乎阻止所有孔隙流体在其中的运移，对油气也具有极有效的封闭能力。

前已述及，欠压实和油气生成是超压形成的主要因素，识别压力封闭也主要根据这个特点。判别地层超压的方法主要有直接法和间接法两类，直接法主要有钻杆测试、生产测试和重复地层测试等，其中最准确的方法是生产测试。钻杆测试是用电缆取样工具取得地层流体并测压，重复地层测试则可一次测多个层位。但由于直接测试时间太长，并受井筒条件影响，在生产实际中很少使用直接测试法，一般多采用间接法。间接法主要利用测井曲线、地热梯度、泥浆相对密度、钻速等变化判别。测井法主要采用声波、电阻率和体积密度测线建立正常压实趋势线，多数采用声波时差随着深度的变化趋势线，曲线异常部分为欠压实段。在钻遇高压层时由于地层流体或气体的稀释，引起钻井泥浆密度和粘度降低，钻遇超压层时钻速较正常压实段快，钻屑体积增大，泥浆中有气显示，地层水矿化度降低，这些都指示超压层的存在，其中利用测井曲线法识别地层超压最常用。

上述方法只能识别目前条件下地层是否存在超压及欠压实程度，但对油气保存具有实际意义的不仅是目前的压力状况，而且是其在整个地质历史过程中的发生发展过程及其与油气运移和保存的关系。研究表明，压力封闭主要出现在泥岩或砂泥岩互层中，并具穿层性，而且都表现为非均质条带成岩封闭(Banded Diagentic Pressure Seals)。Y.chen 等(1998)应用岩石和地层水反应与压力相关原理模拟成岩封闭形成机制，C.Qin 和 Orroleva(1998)利用计算机模拟技术，模拟多种成岩封闭形成与发展过程，并且可以模拟盆地级别的压力封闭形成过程，研究结果表明，其形成的深度和时间与压力、流体运移、地热梯度、沉降速度、颗粒大小、沉积层序和构造环境有关。高压高地热梯度形成压力封闭时埋藏较浅，压力封闭一旦发生，就会加速封闭的形成，使得地层非均质性及各向异性更加突出。正是这些成岩条带的形成进一步促进了压力封闭的形成，阻止内部流体排出，使泥质岩形成欠压实。利用数值模拟技术可以预测压力封闭的发生发展过程，再结合油气生、排、运过程，就可有效评价压力封闭对油气聚集与保存的作用，动态评价油气藏封闭形成的全过程。

4. 压力封闭评价

压力封闭是在具备流体超压源和低渗透遮挡层两个条件下形成的，由于遮挡层的存在，内部流体排出不畅，使其表现出超压特征。通常认为是流体超压对下伏油气造成封闭，实质上是低渗遮挡层既封闭了内部流体的排出，又封闭了下伏油气的逸散。低渗遮挡层的低渗透性和高排替压力阻止了流体运移，除非产生裂隙才能使其封闭性破坏，可以说其破坏机制类同于水力封闭。

从现象上看，如果压力封闭层内部超压 Δp_f 能够保持，则压力封闭层至少能封闭与之相当浮力的烃柱，故最小封闭烃柱高度为：

$$T_{\text{hmin}} = \frac{\Delta p_f}{(\rho_w - \rho_h)g} \tag{5—13}$$

压力封闭遭受破坏的条件也就是水力封闭形成裂缝的条件。由于盖层自身存在异常高孔隙压力，故 σ_H 较单纯水力封闭时大，其对油气的封闭能力为 σ_H，因此压力封闭最大封闭烃柱高度为：

$$T_{\text{hmax}} = \frac{\sigma H}{(\rho_w - \rho_h)g} \tag{5—14}$$

毛细封闭、水力封闭及压力封闭对比关系表明：毛细封闭盖层中排替压力小于盖层破裂压

力，盖层封闭能力由排替压力确定，当储集层剩余压力大于盖层排替压力时油气就能通过盖层散失；水力封闭盖层中排替压力大于盖层破裂压力，除非盖层产生裂隙，否则油气不能散失，其对油气的封闭能力由盖层形成天然水力裂缝的条件决定；压力封闭盖层中毛细封闭能力亦大于盖层破裂压力，而由于盖层内部存在高异常压力，其破裂压力较同岩性条件水力盖层封闭性能高，因此能对下伏油气形成高效封闭。

四、浓度封闭盖层的分析与评价

盖层中烃类可以分为"残留烃"和"滞留烃"两部分（王振平等，1996）。残留烃是指烃源岩生成的烃类经排烃后剩余在盖层中的烃类。实践证明，单层泥岩不同部位的生烃强度相近，但排烃效率差别较大，距渗透层越近，排烃效率越高，因此"残留"在盖层中的烃量由中间向上、下减小，且在排烃过程中，由于色谱效应，在运移路径上将产生组分分异，越靠近排烃边缘，重烃含量越高。滞留烃是指外部油气通过盖层运移，在运移路径上保留下来的烃类，在纵向的分布多是下部滞留的多，上部滞留的少。因此，盖层中烃浓度的分布是残留烃和滞留烃的叠加，具生烃能力而不漏失的烃源岩盖层中主要为残留烃，烃浓度由中间向边部减少；渗漏而不具生烃潜力的盖层中主要为滞留烃，烃浓度由下向上降低；既是烃源岩又是漏失的盖层，烃浓度则是二者的叠加（图 5—10）。因此，浓度封闭盖层可通过检测盖层中的烃浓度识别。

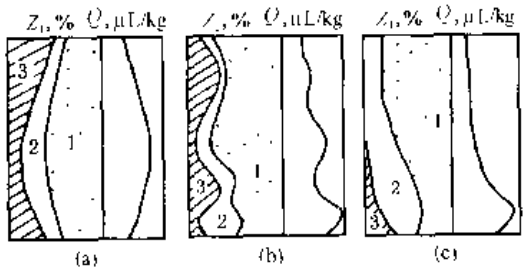


图 5—10　泥岩盖层烃类垂向分布模式图
（据王振平等，1996）
1－甲烷；2—乙烷—戊烷；3－己烷以上烃类

含有有机质的盖层在埋藏到一定深度后由于有机质成熟生成油气而提高了盖层中的烃浓度，降低了盖层与下伏气藏之间的浓度差，从而减缓了天然气的扩散运移，如果生烃量很高，使盖层内烃浓度高于气藏中的烃浓度，这时气不但不能通过盖层扩散散失，而且盖层中生成的烃类还可能向气藏中运移。

盖层的浓度封闭能力可以定量评价，天然气通过盖层的运移可用费克第二定律描述，根据地质条件设定相应的边界条件，设储集层内烃浓度为 C_0，盖层中烃浓度为 C_1，生烃速率为 B，盖层之上渗透层内烃浓度为 C_2，则天然气通过盖层的扩散方程为：

$$\begin{cases} \dfrac{\partial C}{\partial t} = D\dfrac{\partial^2 C}{\partial x^2} + B \\ C\mid_{x=0} = C_0 \\ C\mid_{x=L} = C_2 \\ C\mid_{t=0} = C_1 \end{cases} \tag{5—15}$$

式中　B——盖层为烃源岩时的生气速率，cm^3/cm^3。

当盖层初始烃浓度为零（$C_1=0$）及盖层为非烃源岩（$B=0$）时，天然气通过盖层底界面的扩散散失量（郝石生等，1995）为：

$$Q = \frac{D(C_0-C_2)}{L}t + \sum_{n=1}^{\infty}\frac{2L(C_0-C_2(-1)^n)}{n^2\pi^2}(1-e^{-\frac{n^2\pi^2 Dt}{4L^2}}) \tag{5—16}$$

扩散散失量与盖层的扩散系数 D、盖层中存在的浓度梯度 $(C_0-C_2)/L$ 及扩散时间 t 正相关，扩散系数越小或浓度梯度越低，扩散散失量越少。

当盖层中初始烃浓度不为零或盖层自身即具有生烃能力时，天然气通过盖层底界的扩散散失量为：

$$Q = \frac{D(C_0 - C_2)}{L}t + \sum_{n=1}^{\infty}\frac{2L(C_0 - (C_2 - 1)^n)}{n^2\pi^2}(1 - e^{\frac{n^2\pi^2 Dt}{4L^2}}) + \sum_{n=1}^{\infty}\frac{2BL^3(1 - (-1)^n)}{n^2\pi^2 D}(1 - e^{\frac{n^2\pi^2 Dt}{4L^2}}) - \sum_{n=1}^{\infty}\frac{2BL^3(1 - (-1)^n)}{n^2\pi^2 D}t \tag{5—17}$$

由于盖层即是烃源岩，其生成烃量改变了盖层中的浓度分布，同时也降低了储盖层之间的浓度梯度，因此可减少扩散散失量。当其生烃速度较高，使盖层中的烃浓度高于储集层中的烃浓度时形成反向扩散，即 Q 可为负值，表明盖层完全抑止了天然气扩散散失并且烃类由盖层向储集层中运移，这就是所谓的浓度封闭（图 5—11）。

	无浓度封闭	浓度封闭	
条件	$C_0>0$ $C_1=C_2=0$ $B=0$	$C_0>C_1>0$ $C_2=0$ $B=0$	$C_1>C_0>C_2>0$
渗透层	$C_2=0$	$C_2=0$	$C_2=0$
盖层	$C_1=0$	C_1	$C_1, B>0$
储集层	C_2	C_0	C_0

图 5—11　盖层浓度封闭示意图

扩散散失与浓度封闭可以用控制扩散散失量的浓度梯度差值来衡量，定义浓度封闭因子为：

$$E_{(D)} = C_1(t)/C_0 \tag{5—18}$$

当 $E_{(D)}>0$ 时，即出现浓度封闭，$E_{(D)}$越大，则扩散的浓度梯度越小，扩散越慢，浓度封闭能力越强；当 $E_{(D)}=1$ 时，则完全阻止了天然气通过盖层的扩散运移；当 $E_{(D)}>1$ 时则出现反扩散。

除了用浓度判别外，还可以用剩余系数（周建文，1994）来评价，剩余系数定义为：

$$R_d = (Q - Q_d)/Q \tag{5—19}$$

式中　Q——气藏原始气量，10^8m^3；

Q_d——扩散散失量，10^8m^3。

第四节　断层封闭能力分析与评价

在油气藏形成与保存过程中，断层起着十分重要的作用。一方面，它是源岩所生成油气运移到圈闭中的重要通道，起到了沟通源岩与圈闭的作用；另一方面，它又是圈闭中的封闭面，能阻止油气通过断层逸散，保存油气藏。在我国已探明的 220 个天然气藏中，92% 是构造圈闭，其中与断层有关的圈闭在碎屑岩中占 68%，在碳酸盐岩气藏中占 5%（唐泽尧，1997）。因此，对断层封闭性能的分析评价具有重要的意义。

一、断层封闭类型划分及影响因素分析

断层封闭性包括纵向封闭和横向封闭两个方面：纵向封闭性是指各层内的油气是否沿断面的切线方向顺断层面垂向运移；横向封闭性是指断层两盘对置层中的油气是否沿断层面的

法线方向穿过断面面运移，因此评价断层封闭性时应综合考虑纵向和横向封闭性。

勘探实践证明，无论断层性质如何，处于活动期的断层无论在纵向上还是在横向上都不具封闭性。但断层活动一般都是间歇性的、暂时的，静止条件下其封闭性受多种因素的影响和制约。断层的纵向封闭能力主要取决于断层的应力愈合作用（杨家琦，1994、1995；付广等，1996），即断面压力与断面岩体的变形强度之间的关系。断面压力越大，断面愈合能力越强，封闭性越好，断面压力是上覆岩层静岩石压力和区域主压应力的合力（图5—12）：

$$N = N_1 + N_2 = \frac{Z(\rho - \rho_w)}{10}\cos\alpha + \sigma_1\sin\beta\sin\alpha \qquad (5—20)$$

式中 N——断面所受压力；

Z——断面埋深；

ρ——上覆地层平均密度；

β——区域主压力与断层走向夹角；

ρ_w——地层水平均密度；

σ_1——区域主压应力；

α——断层面倾角。

由上式可知，断面埋藏越深，倾角越大或区域主压应力越大，则断面压力越大，断层面愈合能力越强，纵向封闭能力越高。如果断面压力高于断层岩石的变形强度，则同该类岩石对接时具有封闭性（杨家琦，1995）。一般泥岩变形强度为7.5MPa，砂岩为25MPa。

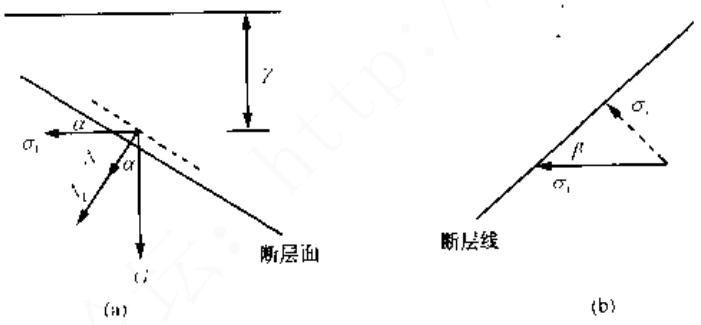


图5—12 断面受力分析图（据付广，1996）

断层横向封闭性主要受粘土涂层、颗粒碎裂和成岩愈合作用影响。在泥页岩含量高的地层中，断层活动时粘土借助塑压作用和楔入作用掺入断层面，Lehner（1978）和Smith（1980）等都提供了粘土涂层封闭的证据，说明断层带内任何粘土充填的断层面如果连续的话，就会形成有效的封闭（Watts，1987；付广等，1995）。同时，断层产生或活动时，颗粒破裂或被压碎形成细粒的断层泥大大降低了岩石的渗透率，提高了岩石的排替压力，从而对油气产生封闭作用。自Smith（1980）提出成岩愈合作用以来，随着研究的日益深入，现已证明断层带内及其附近的成岩愈合作用是断层封闭的重要因素之一。S.T.Hippler（1997）在研究北海断层内样品时发现硅质胶结使断层封闭更加有效，断层样品排替压力均大于未变形样品排替压力。

二、断层封闭差异性分析

断层封闭性研究始终是石油地质工作者关心的问题。国内外许多学者从不同角度，应用多种方法进行封闭性分析，但以往的研究“定性”评价多于“定量”评价，主要原因是断层封闭在时间和空间上都存在着显著的变化。

1. 断层封闭性随时间的变化

由于构造运动的频繁性，导致断层的多期次活动，致使同一断层对于同一个目的层段在某段时间内具有封闭性，而在受构造运动影响后在另一阶段又失去了封闭性。对于一条封闭的断层，由于断层面的倾斜，或是构造抬升，或由挤压应力环境转变为拉张应力环境等都会降低其纵向封闭性，断层的活动同样也会导致目的层段的对置层段由非渗透层变为渗透性地层而丧失横向封闭性。

2. 断层封闭性在空间上的差异

同一条断层，在不同的空间位置上封闭类型和封闭能力也不一样(图 5—13)。主要表现在两盘对置岩性不同、断裂性质及断层充填介质不同、断面倾角及所受应力条件不同、断开层段砂泥比例不同等。因此，对于某一断层封闭性的分析评价应紧密结合构造史、埋藏史的演化进行分段、分期评价，不能一概而论。

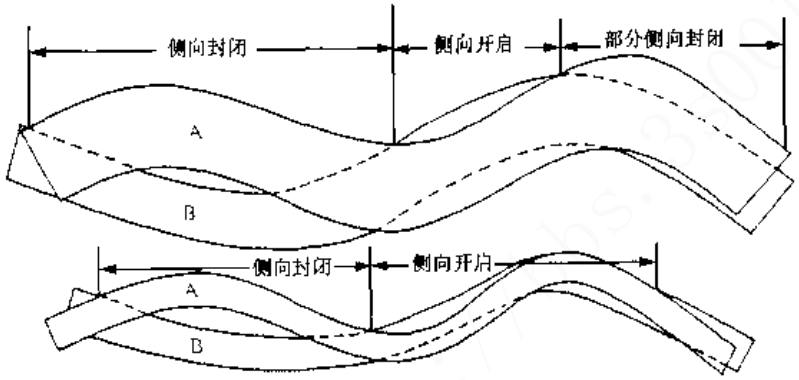


图 5—13　断层在不同部位封闭类型变化图

(据吕延防，1996)

A—目的盘储集层；B　对置盘储集层

三、断层封闭性评价

由于断层的封闭性存在很大差异，在对断层进行评价时必须分期次、分段分析断层的封闭能力，国内外许多学者在这方面做了大量的研究工作，如 Smith(1966、1980)、Downey(1984)、Watts(1987)、Allen(1989)、Berg(1995)、郝石生等(1995)、吕延防(1995、1996)、付广等(1996)、刘文岩(1996)等，都从不同角度对断层的封闭性进行了分析评价。

1. 断层封闭定性—半定量评价

断面两侧岩性特征对评价断层的封闭性十分重要，Jackson 认为当断层下降盘泥页岩含量大于 25% 时，断层泥可阻止液态烃穿过断层，Perkins 提出了流动页岩遮挡的封闭方式，Allan 用断面剖面图法分析断层的横向封闭性(饶春涛等，1993)。

刘文岩(1996)在研究川西坳陷上三叠统断层封闭性时依断裂规模将断层分为五类，并分期次探讨了断层封闭性，认为断层活动期晚于大规模油气运聚期或多期活动者，活动强度大，断开层位多，甚至断达地表者对油气的封闭性能差；断层活动期早于油气运移期的古断层，随着时间增长，断面应力增加，以及后期成岩作用等使断层具封闭性。

Knott(1993)对北海北部 171 条断层的统计分析认为，所有储集层内断层($D_c<1$)封闭的可能性是⅓，断距大于储集层厚度一半的储集层内断层封闭可能性为½；在高 N/G(净储集层有效厚度/总厚度)储集层中断层封闭性主要依赖于颗粒和胶结物的碎裂作用和断层面上的成岩封闭，而低 N/G 储集层中断层主要依赖于粘土涂层和储集层/非储集层的斜接形成封闭。

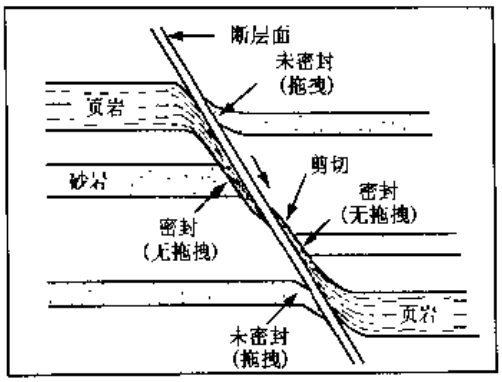


图 5—14 断层封闭模式图
(据 Weber 和 Daukoru,1975,
转引自 Berg,1997)

Berg(1995)指出,当油气藏直接与泥岩拖曳剪切层接触时具有封闭性,而直接与断层面接触时封闭能力差甚至没有封闭能力(图 5—14)。当泥岩拖曳剪切层中泥质岩占优时,封闭性最好。在许多情况下,均质沉积地层中泥岩拖曳剪切层发育微小孔隙,具有封闭能力。断层封闭性预测可利用粘土涂抹潜力(clay - smear potential,CSP)进行,沿断层面随着通过某点页岩厚度和层数的增加,CSP 增加(Borvier,1989)。

郝石生等(1995)应用综合地质分析法、逻辑信息法和非线性映射分析法判断断层的封闭性。付广等(1996)依据断层纵横向封闭的影响因素,采用断层面倾角、断距/源岩厚度、断移地层泥/地比、区域主压应力、区域主压应力与断层走向交角和断面埋深等 6 个参数,并将其划分为三个等级,由好至差分别赋值 3、2 和 1(表 5—9),并给各参数一定权值,将断层封闭性划分为四级,权值大于 2.5 为好,2.5～2.0 为较好,2.0～1.5 为中等,小于 1.5 为差。该方法充分利用多项地质参数对封闭性进行综合评价,如能结合断层两盘对置岩性的断层剖面分析图则能更好地反映断层的封闭性。

2. 断层封闭性的定量评价

断层封闭属于毛细封闭,其封闭性可由断层面的排替压力大小评价,更直观的参数是所封闭的油气柱高度,断层封闭烃柱高度越高,说明断层封闭能力越强。

假设盖层具有足够高的封闭能力,即不须考虑盖层封闭烃柱高度。如断层面排替压力为 p_{co},对于单独油相,则断层两侧油水界面高差(Smith,1966、1980)为:

$$\Delta t_o = \frac{p_{co}}{(\rho_w - \rho_o)g}$$

如果封闭气油两相,假设气相排替压力为 p_{cg},油相排替压力为 p_{co},且 $p_{cg} > p_{co}$,由上式可分别计算出独立封闭油、气柱高度 T_g 和 T_o,则两相烃柱中封闭气柱高度(Watts,1987)为:

$$T_g' = T_g - \left[\frac{T_o(\rho_w - \rho_o)}{\rho_w - \rho_g}\right]$$

表 5—9 断层封闭性综合评价参数等级划分表(据付广,1996)

评价参数	好(3)	中等(2)	差(1)
断层面倾角	<30°	30°～60°	>60°
断距/泥岩厚度	<1	1～4	>4
断移地层的泥/地比	>0.6	0.25～0.6	<0.25
区域主压应力,MPa	>10	10～5	<5
区域主压应力方向与断层走向交角	>60°	30°～60°	<30°
断面埋深(压实成岩程度),m	>1500	1500～600	<600

封闭的两相烃柱高度为:

$$T_{o/g} = \left[T_g - \frac{T_o(\rho_w - \rho_o)}{\rho_w - \rho_g}\right] + T_o \qquad (5—21)$$

封闭断层两侧均为两相烃柱，则断层两侧油柱高度和气柱高度差分别为：

$$\Delta t_o = \frac{p_{cw}}{(\rho_w - \rho_o)g}$$

$$\Delta t_g = -\frac{p_{cg}}{(\rho_o - \rho_g)g} - \frac{p_{cw}}{(\rho_o - \rho_g)g} \tag{5—22}$$

辽河高升油田莲花油层储集层十分发育，断层也十分发育，断距 50～120m，但却未将莲花油层错开，故断层两盘均为砂岩直接接触。该油藏为含气顶稠油油藏，G_2、G_3、G_4 断层两侧气油界面高度相同，而油水界面高度在 G_2 和 G_4 断层两盘均相差 10m，表明断层对气不具封闭性，但对稠油具有一定封闭性，封闭油柱高差为 10m(图 5—15)。

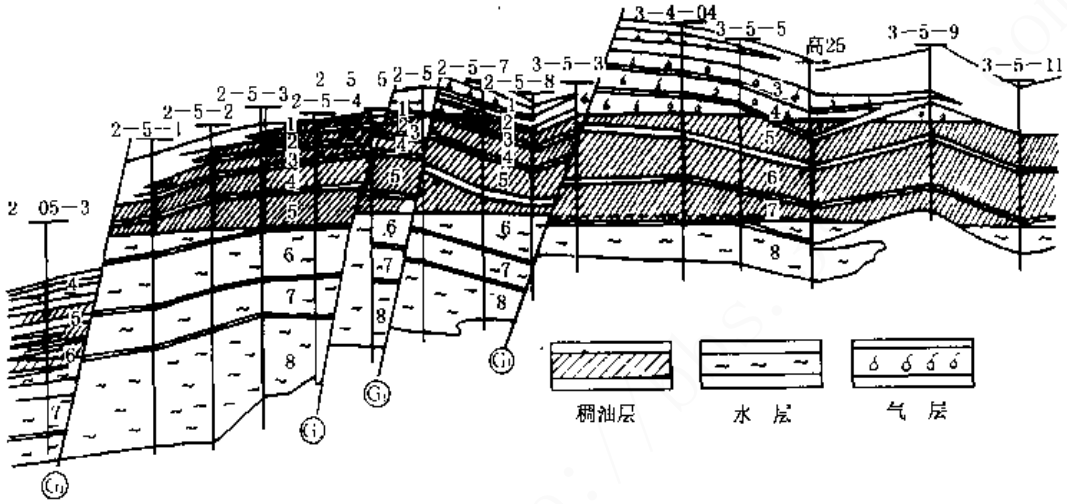


图 5—15 辽河高升油田莲花油藏剖面图

第五节 盖层封闭能力评价参数检测

在漫长的地质历史过程中，油气的聚集与散失在很大程度上取决于盖层的封盖性能，封盖能力主要通过物性、岩矿、地化、岩石力学和突破压力及扩散系数等专项参数(表 5—10)来评价。本节主要针对盖层分析评价的专项分析参数即突破压力、有效扩散系数、比表面、微孔分布、粒度分析等参数的测定方法及其应用进行简要介绍。

表 5—10 盖层评价分析项目一览表

分 类	分 析 项 目
物性参数	孔隙度、渗透率、毛管压力(压汞法)
岩矿参数	薄片分析、X 衍射、扫描电镜及能谱分析
岩石力学参数	杨氏模量、泊松比、抗压强度、抗张强度、压缩系数
有机地化参数	有机碳、热模拟、R_o、氯仿沥青"A"等
专项分析参数	突破压力、有效扩散系数、比表面及微孔分布、轻烃吸附量、粒度分析(激光法)

一、突破压力测定方法

突破压力是指非润湿相流体排驱润湿相流体穿越岩心所对应的最小进口端压力，主要通过岩心驱替法测定。排替压力是指岩石中最大连通孔径所对应的最小毛细管压力，非润湿相

流体要进入被润湿相流体饱和的岩石中，其驱替压力必须大于或等于排替压力。排替压力是样品的固有参数，一般采用压汞法测定。

盖层的排替压力是静态封闭压力，当储集层剩余压力小于盖层的排替压力时，油气则完全被阻滞，不能通过盖层散失；驱替法测定的突破压力是排替压力与粘滞阻力之和，为动态封闭压力。其中粘滞阻力是流体在运动过程中毛细管壁产生的粘滞力，其大小与毛细管半径、运移路径长度、流体粘度和时间有关：

$$p_\mu = \frac{4\mu q^2 L^2}{tR_0^2} \tag{5—23}$$

式中 p_μ——粘滞力，Pa；

μ——流体粘度，mPa·s；

q——遇曲度系数，小数；

L——岩心度长，cm；

t——时间，s；

R_0——最大毛细管半径，cm。

对于特定岩心和流体系统，突破时间越长则粘滞力越小，突破压力越接近于排替压力，当$t \to +\infty$时，$p_\mu \to 0$，突破压力等于排替压力。用岩心驱替法测定盖层样品的突破压力时，通过控制突破时间即可求得排替压力。

1. 岩心驱替法测定突破压力

岩心驱替法是岩心用流体(水或油)饱和后放入岩心夹持器中，加围压及温度以模拟地层条件，用油或气进行驱替，逐渐增加岩心进口端驱动压力，当在岩心出口端见到驱替相流体时，所对应的进出口端压力差即为该样品的突破压力，流程示意图见图 5—16。由于天然气对封盖条件的要求要比石油苛刻得多，目前盖层评价中多采用气排驱水法测定气体突破压力来评价天然气藏盖层的封盖能力。

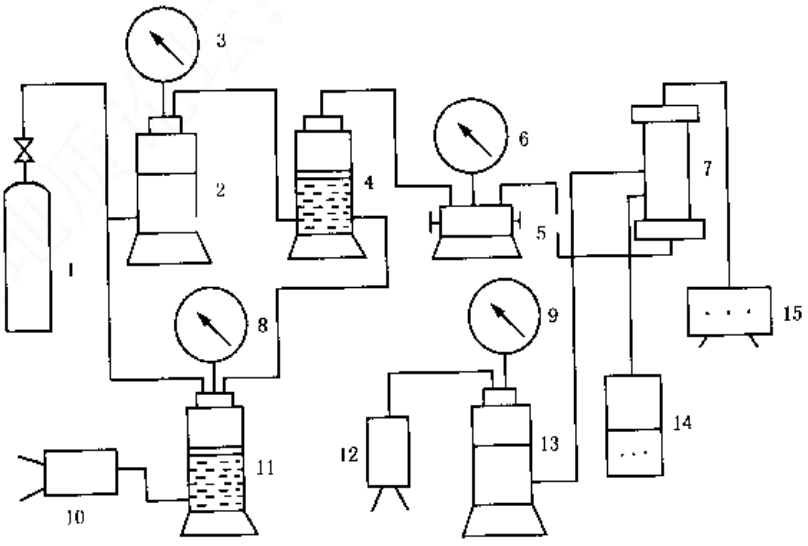


图 5—16 突破压力测定流程示意图

1—气源；2、3—中间容器；3、6、8、9—压力表；4—加湿器；
5—六通阀门座；7—岩心夹持器；10、12—高压计量泵；11—活塞式中间容器；
14—温控仪；15—监测器

在突破压力测定过程中，首先要选取具有代表性的岩样，全直径样品更为理想，且样品长度要尽可能长，其次要严格控制加压速率和突破时间两个试验条件，从所确定的初始试验压力开始，每次压力增加以5%～15%为宜，突破时间以$\Delta p/p_t$小于5%～10%为宜，增压越慢，突破时间越长，测定结果越接近岩石样品的实际排替压力。

$$\frac{\Delta p}{p_t}=\left(p_t+\frac{\sigma t_b}{2L^2q\mu}\times 10^{-5}\right)^2-\frac{\sigma t_b}{4L^2q\mu}\times 10^{-5}-p_t \tag{5—24}$$

式中 Δp——驱动压力差，MPa；

p_t——突破压力，MPa；

L——样品长度，cm；

q——迂曲度，小数；

t_b——突破时间，s。

2. 压汞法测定排替压力

采用压汞法亦可确定盖层样品的排替压力，张义纲(1991)、邓宗淮(1990)和肖无然(1990)等立足于Berg(1975)、Xahuh(1973)、Downey和Schowalter(1980)等对烃类饱和度大于10%左右时才能发生二次运移的观点，提出过汞饱和度为10%所对应的毛细管压力即为盖层的排替压力。实际上，在压汞试验中，汞总是优先进入最大量级的孔隙喉道，汞的排替压力p_{dc}应以进汞曲线开始出现稳定阶段时对应的毛细管压力来确定。经驱替实验证实，应用稳定进汞曲线确定排替压力更接近实际，因此采用p_{dc}做为压汞法排替压力。

在盖层中往往初始饱和的是水，封盖的是油或气。因此，在油气藏盖层评价中需要换算为烃水的排替压力：

$$p_{dc}(H_c)=\frac{\sigma_{Hc}}{\sigma_{Hg}}\cdot\frac{\cos\theta_{Hc}}{\cos\theta_{Hg}}\cdot p_{dc}(H_g) \tag{5—25}$$

式中 $p_{dc}(H_c)$——烃水系统排替压力，MPa；

σ_{Hc}，σ_{Hg}——汞和烃水的表面张力，$\sigma_{Hg}=480\times10^{-5}$N/cm；

θ_{Hg}，θ_{Hc}——汞与气和烃与水的润湿接触角，$\theta_{Hg}=140°$；

$p_{dc}(H_g)$——汞的排替压力，MPa。

二、岩石有效扩散系数测定

扩散是指在浓度梯度作用下，气体分子由高浓度区通过各种介质向低浓度区自由迁移达到浓度平衡的一种物理过程。扩散快慢以扩散系数来表述，岩石的有效扩散系数是指沿扩散方向，在单位时间通过单位面积岩石扩散流的流量与浓度梯度的比率。

天然气藏中，储集层与盖层之间存在的浓度梯度会促使天然气通过盖层进行扩散运移，虽然其运移速率比渗流运移慢得多，但在漫长的地质历史中，其扩散运移量还是相当可观的，足以破坏一个油气藏。

岩石扩散系数测定有稳态法和非稳态法两种。稳态法中Wicke－Kallen bach(1941)和Pandy(1971)通过检测样品扩散量来计算扩散系数，Amonov(1970)和B.M.Krooss(1987、1989、1990)则采用时滞法来测定岩石的扩散系数，但由于稳态法需要达到稳定扩散才能准确求取扩散系数，因此测试周期较长，且试验过程中往往很难判识，条件要求苛刻，操作复杂，气体消耗量大。

非稳态法主要是采用密闭扩散室，无气源补充的非稳态扩散过程。具体做法是：在岩样两端的两密闭扩散室中充入不同组分浓度的两种气体，并使其压力相等。在恒温条件下，各组分

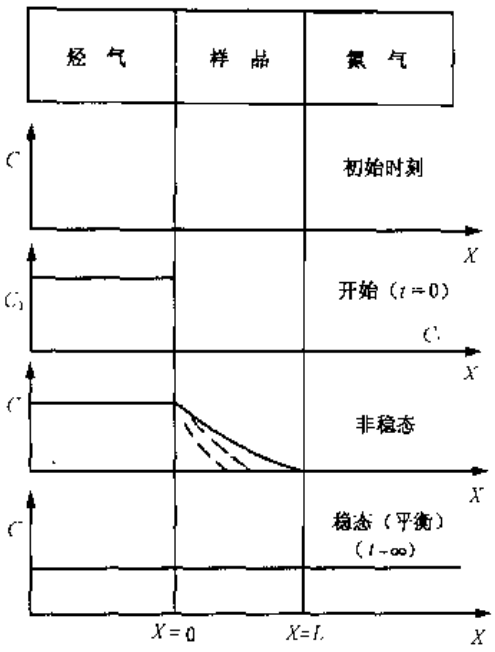


图 5—17 非稳态法扩散系数测定原理示意图

气体依靠浓度梯度的作用，通过岩样扩散，根据两扩散室中各组分浓度的变化，依费克定律即可求得气体通过岩石的有效扩散系数。测定原理见图 5—17。由于岩石为多孔介质，且测试过程中被水饱和，因此所测定的气体通过岩石的扩散系数为有效扩散系数。

气体在岩样中的扩散可用费克第二定律描述，其边界条件及初始条件根据试验设定：

$$\begin{cases} \dfrac{\partial C}{\partial t} = D\dfrac{\partial^2 C}{\partial x^2} \qquad 0 < x < L, t > 0 \\ C(0,t) = C_A(t) \\ C(L,t) = C_B(t) \\ D\dfrac{\partial C}{\partial x}\Big|_{x=0} = \dfrac{V_A}{A}\dfrac{dC_A}{dt} \\ D\dfrac{\partial C}{\partial x}\Big|_{x=L} = -\dfrac{V_B}{A}\dfrac{dC_B}{dt} \\ C(x,0) = C_1 \end{cases} \tag{5—26}$$

式中 C——烃浓度；

C_A、C_B——扩散室中烃浓度，%；

V_A、V_B——扩散室 A 和 B 的容体，cm^3；

A——样品截面积，cm^2；

C_1——样品中烃初始浓度。

上述方程具有非稳态边界条件，难于给出数值解，经拉氏变换，在拉氏空间中解为：

$$C_A(t) = \left(\frac{V_A C_A(0)}{DA} - \gamma\right)\left[\left(\lambda c\,\mathrm{th}\lambda L - \frac{V_B s}{D_A}\right) + \frac{\lambda}{\mathrm{sh}\lambda L}\left(\frac{V_B C_B(0)}{DA} - \gamma\right)\right]/\alpha$$

$$C_B(t) = \left(\frac{V_B C_B(0)}{DA} - \gamma\right)\left[\left(\lambda c\,\mathrm{th}\lambda L - \frac{V_A s}{D_A}\right) + \frac{\lambda}{\mathrm{sh}\lambda L}\left(\frac{V_A C_A(0)}{DA} - \gamma\right)\right]/\alpha \tag{5—27}$$

$$\alpha = \lambda^2 + s\lambda\,\mathrm{ch}\lambda L[(V_A + V_B)/DA] + V_A V_B (s/DA)^2$$

$$\gamma = \frac{C_1}{s} - \frac{1 - \mathrm{ch}\lambda L}{\mathrm{sh}\lambda L}$$

$$\lambda = \sqrt{s/D} \qquad (s \text{ 为拉氏因子})$$

给定扩散系数 D—初值，对上式进行拉氏反演即得两扩散室中浓度分布，并与实验检测值定义目标函数：

$$R = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(C_B(i) - C_{Be}(i))^2 \tag{5—28}$$

式中 $C_{Be}(i)$——实验检测第 i 点 B 室中烃浓度，%。

通过调整 D，使 R 值达到最小时所对应的 D 即为岩石的有效扩散系数。

扩散系数的大小反映了扩散运移速率的快慢，如常规孔渗资料一样，可用其评价盖层质量的好坏。扩散系数越小，则通过盖层的散失速率越慢，封盖性能越好。同理还可用其它间接参数来进行盖层评价，主要参数有扩散速率因子，扩散阻滞时间和扩散阻滞系数等参数，当然最

有效、最直观的盖层评价指标是扩散散失量及浓度封闭因子。

1. 扩散速率因子

扩散运移不仅受岩石扩散系数影响，还受盖层厚度和时间影响。定义扩散速率因子为单位浓度差下的扩散通量密度，即扩散系数与盖层厚度的比值。

$$V_D = \frac{D}{L} \tag{5—29}$$

2. 扩散阻滞时间及阻滞系数

扩散速率为 V_D，则气体穿越厚度为 L 的盖层所用的时间为 t_D，t_D 越小，表明气体越不易穿越盖层进行扩散运移，因此，定义时间 t_D 为扩散阻滞时间：

$$t_D = \frac{L}{V_D} = \frac{L^2}{D} \tag{5—30}$$

如果 t_D 大于气藏形成时间 t，则说明气藏形成后扩散前缘还未穿越盖层，气藏基本未遭受破坏。反之，则说明存在扩散散失，t_D/t 反映了盖层对扩散运移的抑制能力，称之为扩散阻滞系数：

$$E_D = \frac{t_D}{t} \tag{5—31}$$

E_D 越大，盖层对扩散的阻滞能力越强，油气保存越好。

三、比表面和微孔分布测定方法及地质应用

做为盖层的岩类，如盐岩、石膏、泥质岩等，微孔特别发育，尤其是小于 100nm 的孔隙占的比例很大，因此具有很大的比表面，同时由于其连通性差，迂曲度大，从而导致渗透率低，突破压力高，封闭能力好。然而，用常规方法难以测定如此微小的孔隙含量，采用液氮吸附法则可很好地描述微细孔隙分布规律，评价其封盖能力。

1. 测试原理

吸附法测定岩石微孔隙分布是基于毛细凝聚的原理，在液氮温度条件下，氮气可吸附在微孔的表面（由于表面分子存在剩余表面自由力场），随着相对压力的提高，孔壁吸附层不断增厚，同时还发生毛细管凝聚现象，吸附层厚度和凝聚半径（又称凯尔文半径）与相对压力有关，凯尔文导出其关系式为：

$$t = 0.1(13.99/0.034 - \log(p/p_0))^{0.5}$$
$$r_k = -0.9574\ln(p/p_0) \tag{5—32}$$

式中 t——吸附层厚度，nm；

p/p_0——相对压力，小数；

r_k——凯尔文半径，0.1nm。

样品的孔隙半径为 $t + r_k$，根据毛细管压力公式，则可计算出对应孔半径的毛细管压力，根据测定的吸附量和相对压力的关系即可求得不同孔径孔隙所占的比例。

根据 BET 多层吸附原理，在液氮温度条件下，吸附量与相对压力可用 BET 方程来描述：

$$\frac{p/p_0}{V_a(1 - p/p_0)} = \frac{1}{V_m C} + \frac{C - 1}{V_m C} \cdot \frac{p}{p_0} \tag{5—33}$$

式中 V_a——吸附平衡后单位质量样品吸附量，cm^3/g；

V_m——单分子层饱和吸附量，cm^3/g；

C——吸附常数。

依据实测 V_a 与 p/p_0 关系，即可计算出单分子层饱和吸附量 V_m，由于每个氮气分子的

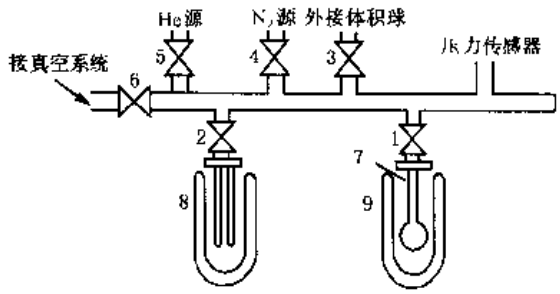


图 5—18　比表面和孔径分布测定装置示意图

1～6—电磁阀；7—样品管；8,9—杜瓦瓶

截面积为 $4.36m^2/cm^3$，则样品的比表面为：

$$S = 4.36V_m \qquad (5—34)$$

2. 测定方法与步骤

吸附法微孔分布及比面测定装置示意图如图 5—18 所示，主要由气源、真空系统、样品管、加热套和杜瓦瓶等组成，计算机进行系统控制、数据采集(温度、压力等)及数据处理。

具体测定步骤包括：

(1)样品粉碎，选取 0.28～0.45mm 代表性样品，泥岩、页岩一般取 1～3g，其它岩类一般取 2～5g；

(2)样品抽空脱气，温度 100～300℃，真空度小于 1.33Pa 后充入氦气；

(3)将样品管转移至测试口，在液氮温度条件下测试每个相对压力下的平衡吸附量，一般测 15～20 个点；

(4)相对压力由低向高可测得吸附回线，一般在吸附回线相对压力较小区间(一般 $p/p_0<0.35$)按 BET 方程计算比表面，以脱附回线计算微孔分布。

四、泥质岩粒度的测定——激光法

由于受沉积环境的影响，泥质岩的颗粒均较细，但在不同的沉积相带中，其颗粒组成又有较大的差异，不同的组成，其形成岩石的孔隙结构不同，力学性质也有所差异，从而影响到盖层的封盖能力。泥质岩中最大颗粒一般 100～300μm，而激光法测定粒径范围为 0.1～500μm 或更宽，因此，采用激光法测试其粒度构成是行之有效的方法。

激光法测试粒度的原理为：当载有悬浮颗粒的流体通过衍射池时，平行的激光直接散射或衍射到每个颗粒上，其散射光强度随粒径的大小而变化，在正向平面内光电检测器上，经傅立叶变换透镜聚集后其散射光强度是单个散射波的叠加，应用光散射叠加理论即可得到各种大小颗粒的分布情况。

利用激光法可以测定的最小颗粒直径为 0.1μm，因此可以对泥质岩粒度组成进行更好地描述，测定过程中最主要的是将样品充分分散，使其达到原始沉积时的粒度组成，同时又需防止颗粒形状遭受破坏，以便能够更好地反映沉积环境。然后选取有代表性的分散好的样品倒入样品池中，经循环泵使载有悬浮颗粒的流体经过衍射池进行分析。

粒度分析主要给出粒度频率分布曲线和累积曲线，以及粒度中值、平均孔径或含砂量等参数，主要反映沉积时水动力条件，是沉积环境的具体体现。

在不同的沉积环境条件下，粒度分布不同，其成岩后孔隙结构、孔隙连通性等都有所差异。深海相泥岩颗粒较细，粒度中值一般为 8～10μm，而河流相泥质岩颗粒相对较粗，均质程度差，粒度中值在 12～18μm 以上(图 5—19)。因此，粒度分析有利于更好地评价及预测泥质岩盖层的封盖性能

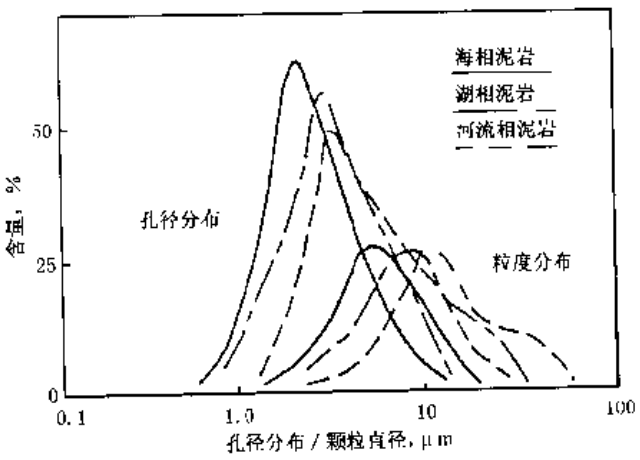


图 5—19　不同沉积环境泥岩盖层粒度及孔径分布图

第六节　油气封闭能力综合评价

油气封闭性依封闭条件而不同，对于单封闭面圈闭主要评价盖层的封闭性能，对于多封闭面圈闭即要分析盖层的封闭能力，又要考虑断层的封闭能力，对于盖层发育不全或无盖层区域要分析其是否具备水动力封闭。

在不同的勘探阶段，由于资料限制和对地质状况认识程度不同，封盖层评价内容及方法也有所不同。

一、不同勘探阶段封盖层评价

在盆地区域评价阶段主要依据露头剖面资料和少量地震资料及钻井资料，通过沉积相及岩相分析，确定区域性盖层的岩性类型及发育状况，预测区域盖层发育有利区，并结合圈闭评价预测有利勘探区带。

在区带评价阶段主要依据地震资料和钻井资料，根据生储盖配置关系，明确封闭类型，进一步划分区域盖层和直接盖层；利用岩心分析资料并结合测井分析资料定量评价盖层的封盖能力，同时结合储集层研究、油气水分析资料及地层压力资料评价盖层的封闭有效性，结合地震资料解释成果评价断层的封闭能力，并初步建立岩心分析与测井相和地震相的相关关系，进一步预测有利的圈闭构造。

在圈闭评价阶段应充分利用地震、测井、岩心分析及试油气资料，定量评价盖层及断层的封闭能力和封闭的有效性；建立盖层封盖能力与沉积、成岩及构造运动等相关参数的关系，找出影响封盖能力的主控因素，进一步修正岩心分析与测井相和地震相的关系；结合构造史研究在不同历史阶段封盖层封盖能力的演化史及断层发育史；结合埋藏史和热史研究分析生排烃期、圈闭形成期和盖层/断层封闭能力发育的相互关系，建立油气成藏模式，预测其它有利圈闭构造，指导油气勘探，扩大勘探战果。

二、油气封盖层宏观评价

反映盖层宏观封闭性能特征的评价参数主要有盖层的岩性与纯度、厚度与连续性。

1. 厚度及连续性

盖层厚度是评价盖层最重要的依据之一，大部分油气藏的形成和富集，都与较厚的盖层相关联。盖层厚度大，反映沉积环境稳定，岩性较纯，分布广泛，且在小断层发育地区，断层两侧非渗透岩层接触机会高，容易形成侧向封堵；厚度大，微孔隙、微孔洞、微裂隙等渗漏空间不易沟通，也易形成欠压实层，使流体不易排出，形成地层压力封闭。起封闭作用的盖层厚度与盖层岩性、孔隙结构、破裂情况、断裂及横向稳定性有密切关系。厚度对盖层封盖性的影响还表现在其对油气扩散和油气渗滤作用的影响上，厚度大的盖层，油气通过它向上扩散和渗滤的量少。

理论上讲，盖层厚度不是有效地封闭油气的绝对条件，即使1m厚的盖层，只要它是致密的非渗透性岩层，且连续性稳定，也可能封闭大量的油气。根据涅斯捷洛夫的实验，油气通过1m厚的饱含水粘土盖层需要12MPa的压力差。实验表明厚2～8cm泥岩的气体绝对渗透率为10^{-8}～$10^{-9}\mu m^2$，其气体排替压力可达5.9MPa(王少昌等)。如陕甘宁盆地刘家庄气田二叠系石盒子组气藏，气柱高度40m，气层压力6.9MPa，其泥质岩盖层厚度仅1.4～1.8m；胜利油气田，含气高度为60m，直接盖层虽然只有20m，但由于在直接盖层上还有厚80m的上石盒子组泥岩和一含水层作为区域盖层，这种重叠的盖层封闭使气藏得以保存。

据 Zieglar(1994)对加利福尼亚和落矶山地区 807 个油气藏的盖层统计，15～30m 的泥质岩盖层足以封盖最大的油气柱(油柱 1678m，气柱 671m)

较厚的有效盖层对防止气体扩散，特别是对高压气藏十分重要，可以弥补盖层的不均质性。如沾化凹陷滨海地区上第三系明化镇组下段，其埋深小于 1200m，成岩程度差，孔隙度大于 13%，突破压力小于 0.5MPa，大孔隙直径为 20～630mm，封闭能力低，但由于泥岩厚度大，泥岩层段厚 300～500m，仍能遮挡 240m 的气柱。

从世界特大油气田情况看，盖层厚度可以从数十米到数百米不等。例如科威特白平系阿瞿玛的页岩厚仅 30m，却有效地封闭了油气，形成布尔干大油田。沙特阿拉伯上侏罗统阿拉伯 C—D 层厚 20m 硬石膏及顶部厚达 150m 的 Hith 硬石膏封闭层，封闭了格哈瓦构造的 D—侏罗系主要储量。伊朗札格洛斯褶皱带的阿斯玛里油田被 33m 厚的硬石膏所盖，位于上部的蒸发岩和泥灰岩却有 1200m 厚。

60 年代初，前苏联几位学者曾分别建立了所封闭的气柱高度与盖层厚度的关系式：

$$(1)x = 1.65h;(2)x = 2.35h + 26.93;(3)x = 2.75h + 26.93;$$
$$(4)x = 0.3h + 1;(5)x = 3.33h - 5.67 \qquad (5—35)$$

式中 x——盖层厚度，m；

h——气柱高度，m。

以上关系式虽然差异较大，但两者呈正相关的关系是共同的。对于天然气藏而言，由于地质背景不同、沉积环境各异、盖层岩性不同，很难找到一个准确的表达式。据我国 70 多个气田(包括 120 多个气藏)的统计资料显示，由于盖层岩性不同，所要求厚度亦不同。如盖层为封闭性能良好的铝土质泥岩、膏盐岩时，厚度一般在 20～100m(如膏盐岩中夹碳酸盐岩类厚度略大一些)，致密碳酸盐岩一般在 50～200m，煤系一般在 40～150m。泥岩、泥页岩类盖层厚度变化极大，薄的可为几米，而厚的可达数百米。但是象柯克亚、崖 13—1、平湖、锦州 20—2、板桥、汪家屯、文留等储量大于 $100\times10^8m^3$ 的气田盖层厚度均在 200m 以上。

2. 岩性与纯度

沉积环境控制了盖层的岩性、分布、厚度，也控制了沉积盖层的纯度。

泥岩的均质程度主要是指泥质岩中砂质含量所占的比率，含砂量越少，则均质程度越高。在含砂量较低时，砂质的存在可增强岩石的韧性，不易形成裂缝，有利于封盖，随着含砂量的提高，其封闭能力下降(表 5—11)。一般而言，封盖能力由大到小的顺序为：较纯净泥岩＞含粉砂泥岩＞粉砂质泥岩＞泥质粉砂岩

表 5—11　砂质含量对封盖能力的影响

主要岩性		泥质粉砂岩 粉砂质泥岩	粉砂质泥岩 泥质粉砂岩	泥质粉砂岩 粉砂质泥岩	泥　质 粉细砂岩	泥　质 细砂岩	泥　质 细中砂岩
含砂量，%	最小～最大	15～60	20～60	40	70	75～83	81～90
	平均(样品数)	29.5(3)	38(3)	40(1)	70(1)	78.5(8)	85.4(9)
气体绝对渗透率，$10^{-3}\mu m^2$		10^{-6}～10^{-5}	10^{-5}～10^{-4}	10^{-4}～10^{-3}	10^{-3}～10^{-2}	10^{-2}～10^{-1}	10^{-1}～1

泥质岩的纯度主要受沉积环境的控制，不同相带依均质程度划分封盖能力：前三角洲相好于三角洲前缘相，深湖相优于滨浅湖相及河流相。

总之，缓慢、稳定沉积环境条件下形成的泥质岩纯度高，成岩作用后岩性致密、微孔发育，封盖性能好，而快速、混杂堆积往往泥质不纯，脆性增强，封盖性能相对弱些。

3. 构造活动对盖层的影响

构造作用控制盖层的时空分布与组合，后期构造演化，又会对盖层进行改造，制约着区域盖层的封盖性能和封盖的有效性。

多旋回活动型由于后期构造运动影响严重，使油气在纵向上重新分配，致使在区域盖层之上仍有油气分布，代表性盆地如渤海湾盆地，油气分布纵向上分散，沙一段区域盖层之上存在油气分布。多旋回稳定型盆地区域盖层未受较大规模构造运动影响，油气主要储存在区域盖层之下，代表性盆地是松辽盆地。

从区域构造变形来看，盖层应当是位于具有巨大的沉积厚度的盆地中央，该区构造变形微弱，断层及裂缝不甚发育，容易保存而不易被侵蚀。如新克拉通盆地的松辽、准噶尔、北部湾、南襄盆地等，这类盆地中生代（准噶尔盆地包括晚二叠世）或新生代都有规模较大的相对稳定的湖相沉积，烃源岩发育，油气资源潜力很大。

从局部构造变形来看，良好的盖层应位于褶皱平缓带、非断裂活动带附近或非地震活动带，因为处在强烈褶皱部位的盖层常被拉伸变薄，或被侵蚀而不复存在，而处于断裂带常被断裂破坏其连续性和发育裂缝而失去封闭能力。例如川东褶皱带中一些高陡构造常无油气保存。

构造演化的差异性控制了区域封盖层的封盖性能。如华北古生界同样沉积环境下形成的封盖层，在克拉通发展阶段封盖层已经埋藏压实，具有良好的封盖性能，但因经历了后期构造演化的不同改造，封闭能力出现差异，其中以沉降型为主的最好，如陕甘宁盆地，以构造抬升为主的最差，如沁水盆地，由于地层上升，盖层遭受剥蚀，盖层封闭性随剥蚀程度增强而变差。

总之，油气封盖层宏观评价原则是：

（1）盖层岩性与纯度：一般蒸发岩比页岩封闭更有效，因为蒸发岩微孔十分发育，封闭能力强，在强应力作用下不易形成裂隙；油页岩比页岩好，泥质岩质纯者优于含砂量高者，特别是含砂量大于20%的。

（2）盖层厚度和分布：蒸发岩厚度大于20～30m最优。稳定的克拉通盆地盖层厚度不需很厚，泥质岩一般以大于15～30m为好，但需分布连续、稳定，在强构造变形地区盖层厚度以大于50m为好，分布以区域性的横向连续的盖层最佳。

（3）岩性组合：多旋回型优于单旋回型，单独的主力盖层封闭不如复合型的多层封闭好，特别是页岩盖层。

三、油气封闭能力定量评价

在地质历史中，任何封闭都不是一成不变的，初期为盖层封闭，随着时间的推移，由于断裂作用就会出现断层封闭，由于构造褶曲变形由背斜转变为向斜时就有可能转化为水动力封闭。另外，在不同时期，各种封闭类型的封闭能力也是不断变化的。随着埋藏深度的增加，成岩作用的加强，泥质岩的毛细封闭能力也逐渐增强，但随着深度继续增加，绿泥石含量增加，岩石脆性增加，易于形成裂隙而使封闭能力下降。断层的封闭性也会随着构造活动强烈程度而发生变化，水动力封闭亦如此，因此封闭能力的评价需要动态进行，且要分区域和分期次，这也就是油气保存条件分析。油气成藏受动力学机制的制约，只有综合考虑各种地质作用的综合反映，才能准确评价油气保存条件，如今发现的油气藏都是历经各种地质作用，最终保存下来的。

在进行油气封闭与保存能力分析评价中，首先要搞清盖层及断裂分布规律及其封闭能力，然后再结合构造演化史分析封闭能力的动态演化过程，利用盆地模拟等手段反演不同时期油气运聚规律，以指导油气勘探，提高钻探成功率。

封闭能力评价首先要分别评价盖层封闭、断层封闭及水动力封闭的封闭能力，然后再综合

评价封闭的有效性。

1. 盖层封闭能力评价程序

(1)根据岩性及其纯度识别盖层,划分盖层岩性类型;

(2)依据盖层厚度、连续性及生储盖组合关系确定区域性盖层和直接盖层;

(3)对于泥质岩盖层,依据区域沉积、成岩特征进行超压分析,判识是否具有压力封闭能力;

(4)依据沉积、成岩条件及物性分析确定盖层排替压力,分析岩石学特征参数及地应力分布规律,确定盖层岩石破裂压力,即天然水力压裂破裂强度;

(5)如果盖层破裂压力小于岩石的排替压力则为水力封闭,否则为毛细封闭;

(6)对比分析盖层封闭压力及储集层剩余压力之间的关系,前者大于后者则形成封闭,否则油气将通过盖层渗流散失;

(7)依据盖层有机质丰度、类型及成熟度判别其是否具有生烃潜力,处于生烃期则形成浓度封闭,否则则出现扩散散失。

2. 断层封闭能力评价程序

(1)分析断面压力及断层愈合能力,判别断层纵向封闭性;

(2)依据断层两盘对置岩性关系判识其横向封闭性;

(3)分析断裂性质、泥岩涂抹强弱及成岩封闭等条件对断层封闭性的影响;

(4)依断层毛细封闭压力及储集层剩余压力关系判识断层封闭性,前者大于后者则形成断层封闭。

3. 油气封闭能力综合评价

(1)综合分析盖层及断层的封闭性能,两者都具封闭性则可形成对油气的高效封闭,油气不会散失;

(2)盖层封闭性良好,但侧向缺少盖层或断层封闭,则分析是否存在水动力封闭;

(3)封闭层存在散失,如油气散失量小于油气进入储集层的量,则可形成油气聚集,盖层及断层封盖有效,油气藏充满度依二者关系及随时间而变化。

四、油气封闭能力动态评价

随着时间的推移,由于构造演化、沉积环境及成岩条件的不同,造成(1)油气封闭类型;(2)油气封闭能力;(3)油气储集条件及其压力特征;(4)油气生成与运聚条件都在动态变化过程中,油气的保存不仅仅取决于某一阶段的封盖条件,而是不断变化的。对于一定的烃源补给,封闭条件越好,油气越易被保存下来,同时需要封闭条件具有良好的持久性,暂时性的高封闭能力不能决定油气富集与否。当然,封闭性能在相邻两次大的沉积、构造事件之间具有相对的稳定性,因此,封闭能力的综合评价应以主要的沉积及构造事件划分阶段,以构造活动强弱和埋藏深度划分区域,盖层封闭性和断层封闭性需结合储集层压力特征进行综合评价。

油气封闭能力包括盖层封闭和断层封闭两个方面,并由二者之中较低者起主要控制作用。当断层和盖层都封闭时,油气几乎没有漏失;如果二者或二者之一不具封闭性,则油气就会沿着最薄弱的环节漏失,当漏失量大于补充量,不会形成油气聚集时则为无效封闭;如果二者都有一定封闭能力,存在油气漏失现象,封闭层就象"自动控制阀"一样,调节油气柱高度,直至储集层剩余压力小于盖层排替压力时形成封闭,此时形成的油气藏是由封闭层的封闭性控制,而不受圈闭闭合高度(如圈合高度足够高)控制,多数情况下油藏都是未满的,同样对于水力封闭和压力封闭也存在封闭界限,只不过油气不是通过微孔隙,而是通过微裂缝散失。虽然存在散失,但在封闭能力范围内能够形成油气富集与保存的,仍为有效封闭。

油气散失取决于储集层剩余压力与盖层/断层封闭能力之间差异的大小，两者差异越大，散失速率越大，如果没有烃源补充或补充烃量低于散失量，则最终平衡储集层剩余压力等于盖层排替压力所界定的限值，如果充注量很大，随着烃类的散失，在运移路径上会出现自封闭现象或形成成岩愈合，使盖层或断层的封闭能力提高，使之在新的压力点达到平衡。

在一定的剩余压力条件下，假设油气的散失服从达西定律，则单位面积、单位时间油气的渗流散失速率为：

$$V = \frac{K \cdot K_{rh} \cdot \Delta p}{\mu \cdot L} \tag{5—36}$$

式中 V ——油气散失速率，cm/s；

K——封闭层渗透率，$10^{-3}\mu m^2$；

K_{rh}——渗漏油或气相对渗透率；

Δp——储集层剩余压力差，MPa；

μ——流体粘度，mPa·s；

L——封闭层厚度，cm。

油气散失速率与储盖层剩余压力差(Δp)和封闭层的有效渗透率($K_e = K \cdot K_{rh}$)成正比，与封闭层厚度 L 和流体粘度 μ 成反比。

在各种地质作用的综合影响下，油气保存与散失始终处于动平衡过程中。构造运动等对油气保存起破坏作用，但大部分时间构造运动处于相对稳定，油气保存与散失也相对稳定，封闭与漏失、充注与逸散处于动态平衡状态。现在封闭条件好，不等于历史上其封闭条件都好，油气保存条件综合评价研究必须结合沉积、成岩、构造活动、热演化、水动力等多学科，并应用岩心分析、测井、地震及地质分析技术进行，优选封闭条件始终良好，且与油气生成、储集、圈闭形成期具有良好配置关系的地区做为有利勘探目标。

第六章　近地表油气化探测试技术及其应用

第一节　近地表油气化探的理论基础

一、油气运移的若干问题

近地表化探技术是以烃类微渗漏为理论基础的

因此我们首先要讨论有关烃类的微渗漏作用.从广义上讲,它是贯穿于油气自初次运移以来的整个油气藏形成、油气多次集散以及油气藏最后遭致破坏的全过程.从狭义方面说,烃类微渗漏是指油气藏形成后,烃类不断向外渗漏、扩散的过程。人们往往偏重于把它看作是油气藏的一种破坏因素.其实它对于油气的聚集、再运移、再聚集等亦具有不可低估的作用。烃类的微渗漏,本质上是油气运移的一种方式。从这个意义上讲,油气运移和烃类微渗漏是相同的。如果像人们习惯认为的那样,把烃类微渗漏作用只局限在已形成的油气藏内,油气分子穿过上覆盖层垂直迁移到地表的话,那么,下面的情况,就很难给予科学的解释了.比如,一个深层油气藏,由于地质条件的改变(包括构造形态变化和发生断裂等),油气穿过某些上覆盖层迁移到中、浅层。在这一过程中,一方面有部分油气不停地继续垂直迁移到达地表;而另一部分油气在中、浅层遇到良好的输导系统,又会发生侧向运移;尔后再转换为垂向运移.甚至在新的合适条件下再次聚集。在某种条件变化时,这种在中、浅层聚集的油气,又会重复最初那种自深层向上的垂直迁移。以至多次发生纵向和横向的运移转换。对于深层油气藏而言,不能认为只有一次直接垂直迁移到地表的那部分烃类才是微渗漏的;而那些在浅层中经过多次侧向、垂向运移转换,才达到地表的烃类,就不能算是微渗漏的。显然,这是不能让人信服的。应该把烃类微渗漏看作是油气藏形成和破坏过程中的一种油气运移方式,这是一个有重要影响的因素;因此,必须把它放到整个油气运移的全程中去研究。实际上,掌握了油气运移的基本问题,就能更容易和更深入理解烃类微渗漏的本质。

1.概述

通过长期的勘探实践和各种研究,对油气运移问题的认识已取得了很大的进步。特别是现代化学和物理分析测试技术的发展,被有效地引入石油地质研究,为人们提供了从微观方面认识问题的可能性。因此,与单纯的传统地质学、宏观地质学相比,已大大深化。应该指出,油气运移是个相当复杂的过程,尽管人们作了巨大的努力,但至今仍有很多基本问题还不清楚,甚至众说纷纭,争论很大。油气运移研究,在石油地质学中仍然相当薄弱,比起对油气生成和聚集的认识,差得很多。

现在发现的各种规模、各种类型的油气藏,正是地质时期内各种地质、地球化学和地球物理因素最佳配合的结果.把这些因素归纳起来,可划分为3个系统、11项要素:

(1)生油气岩和油气源岩系统——有机质丰度
　　有机质类型
　　有机质成熟度

(2)油气运移系统——{运移时间 / 运移通道 / 运移方向 / 运移距离}

(3)油气聚集和保存系统——{储层 / 盖层 / 圈闭 / 保存}

这些要素是一个有机整体，在油气藏形成过程中缺一不可。但各项要素的重要性又不是等同的，而是随不同地区的地质条件而变化。探索油气藏形成的过程，实际上就是研究各要素的作用及相互间的关系。油气源岩的发育，是油气藏形成的物质基础。可以说，没有油气源岩，就没有油气藏。随着近代科学的发展和分析技术的进步，现在已可以比较准确地鉴别各类生油气岩及油气源岩，对油气源岩进行分类和评价。同时通过模拟实验，可以了解每一类油气源岩的产烃潜量和已产烃量。

油气聚集和保存是油气藏形成的必要条件，这历来是油气地质学研究的一项重要课题。同样由于科学知识的积累和技术方面的进步，人们目前在这方面的认识也比油气勘探和研究的早期阶段有了长足的进步。特别是对储、盖岩层的微观了解，以及对多种类型的隐伏和非常规圈闭的认识，对油气勘探工作起了极其重要的指导作用。

油气运移的问题，应该说是油气藏形成的中心环节。众所周知，油气在源岩内生成时，呈高度分散状态。点点滴滴的油气，甚至是油气分子，最后汇集成几亿吨和几百亿立方米的工业油气储量，不通过各种类型和方式的油气运移是不可想象的。同样规模的油气储量，若不通过油气的再次运移，也不可能被破坏，或形成新的次生油气藏。所以研究油气运移的重要性是显而易见的。

人们很早就注意到了油气运移的问题。但是，早期的石油工作者们所关心的是油气在什么地方，而对于油是如何生成、怎样运移、什么时候聚集等问题，则重视不够。至今一些勘探部门和石油研究者，还是更多注意油气生成和聚集的问题，而忽视油气运移的问题，特别是在一些年青的、具有继承发育史的盆地内找油。在这类地区，人们只要确认有良好的油气源岩和邻近源岩的储、盖层和圈闭条件，找到油气田是很有把握的。因此给人们一种错觉，似乎无需费力去研究油气的运移问题，当然这种认识是不全面的。只有认真研究这些地区的油气运移才能更好地指导找油实践。

2. 油气运移的概念及分类

人们把油气生成后，在各种地质营力作用下，以各种方式发生的多种类型的流动，称为油气运移。这种运移可以发生在油气藏形成之前，也可以在油气藏形成之后的再次破坏或形成次生油气藏的过程中，它包括了广义的和狭义烃类微渗漏。

对油气运移的分类，目前人们的认识尚不完全一致。多数研究者赞同分为初次运移和二次运移，也有人提出是否还应划分出三次运移(或称再次运移)。从微观和宏观的勘探实践和研究工作的需要，我们赞同将再次运移也单独划分出来。尽管各种类型的油气运移过程有着不可分割的内在联系，但作为某种运移的趋势和主流及高潮期的情况，是有区别的、有阶段性的。只要将各类运移的前提条件和概念进行限定，从理论研究上讲不致于造成混乱，还可能有利于指导勘探实践和研究工作。

初次运移系指油气源岩内生成的烃类和可溶有机质在油气源岩内部的流动和向储集层或输导系统内的流动

二次运移系指进入储集层或输导系统内的烃类和可溶有机质的继续流动，直到油气第一次聚集为止的运移。

油气初次和二次运移示意见图6—1。

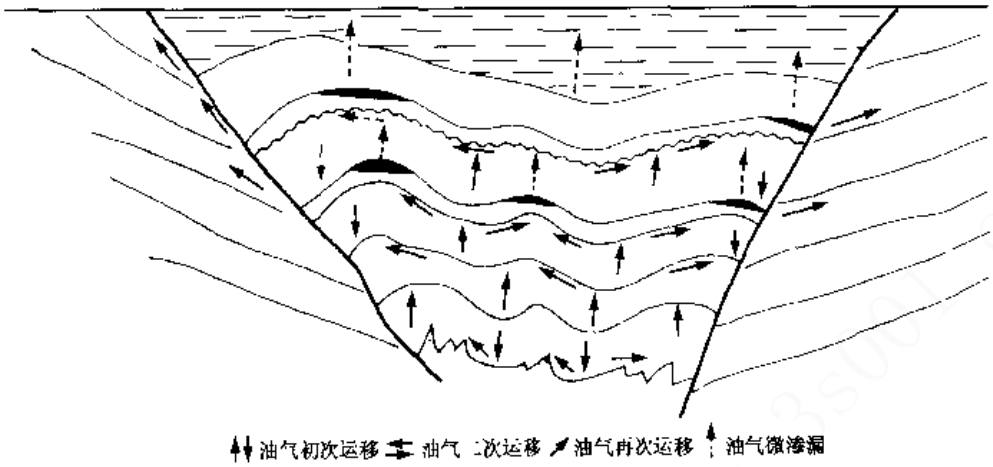


图6—1 油气初次、二次、再次运移示意图

再次运移系指在第一次油气聚集的油气藏内，由于地质条件的改变，其中的烃类和可溶有机质的再次流动。从这个意义上讲，油气再次运移，可以包括若干次的运移。

3. 油气初次运移

油气初次运移是石油地质和石油地球化学界关注并研究得比较多的问题。对初次运移的复杂性我们仅作一般概括性叙述。

1)运移的相态

所谓的运移相态，实际上就是指油气以什么样的状态运移。虽然目前各种意见很多，但归纳起来有两种基本的观点

(1)水相运移。

这种观点认为，油气是溶解在运移载体水中，呈溶液状态或胶束溶液状态，在油气源岩内部和向邻近的储集层中运移，即所谓的水相运移说。以这种相态运移时，在流体中没有油气的独立相存在的，运移的流体呈一种真溶液或胶体溶液状态。如果油气以这样的单相运移，那么，只需克服溶液分子间的内摩擦力，而不存在毛细管阻力的问题，溶液就可以在岩石孔隙喉道的细小通道内自由通过。但是，这一观点有不少难以解释之处。首先，是各种烃类在水中的溶解度很小(表6—1)。

表6—1 烃类在25℃蒸馏水中的溶解度(mg/L)[1]

正构烷烃	0.122~39.5
异构烷烃	1.14~48.0
环烷烃	16.0~160.0
芳香烃	48.3~1740.0

(1)据Price资料改编。

当然，烃类的溶解度会随水的温度升高而有所增加，随水的矿化度升高而降低，但其幅度不会十分显著。

由于烃类在水中的溶解度很低，因此，以水为载体运移出比工业储量还要大得多的油气数量所需要的载体水量十分巨大。从晚期生油的观点来看，或用物质平衡的理论计算都是不可能的。由于压实作用，孔隙度从30%降为15%，甚至更低，所以，油气源岩内的大气水和沉积水，在达到成熟门限深度时已大部分排出。而另一种由粘土矿物的转化而脱出的层间水，或者干酪根降解成烃时生成的水，均不能满足载体水数量的需要。而且象美国的威利斯顿盆地和我国江汉盆地，几乎不存在蒙脱石和粘土矿物的脱水过程，同样含较丰富的油气。这从反面说明，粘土脱出的层间水，可能不一定是油气运移的主要载体。碳酸盐岩生油岩很少含粘土矿物，亦能发现丰富的油气资源。

至于呈胶束溶液状态运动的假设，主要认为生油有机质在向油气转化过程中，有环烷酸、羧基酸等有机酸产生。这些有机酸的特点，是分子一头亲油，一头亲水，具有表面活性剂的性质。这些物质达到一定浓度后，可以形成胶束，而胶束亲油的部分，即可溶解一些烃类。这种假设的问题在于，生油岩中有机酸的浓度往往很低，达不到形成胶束的临界浓度。另外，胶束的直径为100×10^{-10}～2000×10^{-10}m，一般说来可以通过埋深2000m以下、直径只有50×10^{-10}～100×10^{-10}m的生油岩的孔隙。还有，胶束运移也是以水为载体，那么这与真溶液运移一样，水的来源总是同样难以解释。

(2)烃相运移

烃相运移说之一，就是微裂缝运移说，或者叫做“混相运移”。该理论认为，油气源岩深埋后，其中局部的流体压力达到周围静水压力的1.42～2.4倍，即超过了岩石的力力强度，会产生微裂缝。这种异常的高压，可以由油气源岩内干酪根转化的烃类，特别是甲烷气体和其它流体体积在高温下膨胀而产生。有人计算了埋深3100m深的岩石中，流体压力可上升到75MPa，为该深度静水压力的2.5倍，静岩压力的1.1倍。这样的压强，产生裂缝是完全可能的。

蒂索等人还在实验室内证实了上述微裂缝假说。他们在一个保持440MPa的页岩上，使其内部气体压力达到4MPa，就产生了微裂缝。在内部压力释放后，微裂缝重新闭合。因此，可以设想油气源岩在地质时期内，可以随着油气的生成而积聚压力，产生微裂缝，烃类和流体排出后，微裂缝闭合。油气再生成，压力再积聚，再产生微裂缝，烃类和流体再排出，微裂缝再闭合。如此周而复始，于是实现烃间歇性的初次运移。这种假设显然不存在烃类运移中受毛细管阻力和载体水的限制问题。这也可以解释单相、或互溶的混相运移，而不受相态的限制。同时也能很好地说明碳酸盐岩地区的油气初次运移。

烃相运移中的另一种假设是气相运移。这种假设建立在气体扩散理论基础之上，主张油气以单分子扩散方式运移。这种观点认为，在自然界，油气源岩与其周围存在浓度差，因此源岩内高浓度的烃类分子必然要向储集层扩散，以达到浓度上的平衡。实际上，也发现烃源岩中轻烃向顶、底两个方向递减的现象，被认为是扩散运移的证据。持不同意见的人们认为，扩散只限于轻烃，而对于那些大于C_{10}的分子会变得很小。也有人认为，扩散的效率太低，不是大量油气转移的有效方式，只是破坏油气藏的方式，不是形成油气藏的主要运移过程。应该指出的是，气相扩散运移，对天然气气态烃来说，是一种不可忽略的有效初次运移方式。

连续油相运移是烃相运移中的又一假设。这是基于源岩埋深不断增加，大部分的沉积水已经排出，而细小孔隙中只剩下半固态状不易流动的吸附水(结构水)。因为生成的烃不断增加浓度，在流动的液体中所占比例逐渐增大，油即析出成为游离相态。烃类的不断生成，在浓度达到临界饱和度时，油在流体中成为连续相。在源岩孔隙内表面为油润湿的条件下，连续油

相可以通过孔隙向外运移。

干酪根网络初次运移说，也是烃相运移的一种假设。这种假设认为，源岩内由干酪根生成的油气达到一定浓度后，可沿干酪根网络系统运移。有点类似灯油沿着油灯的灯芯运动一样。这就使油气的运移与源岩内水的运移互不相干，各走各的路。干酪根本身是亲油的物质，油气沿干酪根网络运移，因此，油气在其中就无需克服毛细管阻力，而水则沿源岩内的孔隙运移。

2)油气初次运移的动力

油气不管以什么样的状态，从源岩内向外排出，均存在一个向外运移的动力问题。从某种意义上讲，初次运移的动力是个关键因素。由于动力的性质及其强度不同，也可改变运移的相态。初次运移动力产生的原因和种类也是多种多样的，归纳起来主要有以下几种。

(1)差异压实作用使生、储油层之间造成的压力差。

流体压力的原理是，上覆地层的静压由岩石质点和孔隙中流体分别承受。砂岩颗粒的抗压性能强，不易压实，因此，当上覆地层负荷达到一定量时，一部分流体排出，颗粒紧密接触就承担了全部上覆地层静压。其孔隙中残存的流体，则近似地达到静水压力平衡。与此同时，作为油气源岩的泥、页岩，由于抗压性能差，质点将继续被压实。因此，其孔隙流体因承受了部分地层静压，而大于储集层孔隙中的流体压力。这种压力差，就成为源岩中油气向储集层运移的动力。

在薄层油气源岩内，随压实作用不断加强，泥、页岩质点很快紧密接触。上部地层传递给孔隙的过剩压力也随流体排出而释放，达到静水压力平衡。然而在厚层泥、页岩中，往往由于快速沉积，或者因流体排驱不畅，而引起泥、页岩内部的所谓欠压实状态。这样的源岩，一般比该层上、下边部有较高的孔隙度和压力异常。这种异常高压，也成为初次运移的动力。

(2)由于温度的影响，深埋的油气源岩内流体受热膨胀产生的动力。

据研究，埋深 3048m、地温梯度为 3.60℃ /100m 时，水的比容为 1.05cm^3/g，比 4℃ /100m 时水的比容 1cm^3/g 增加 5% 的体积。在封闭系统中，就使源岩的压力升高，成为油气初次运移的动力。由于欠压实状态具有异常高的孔隙度，并含有更多的流体；而流体的热导率大大低于固体的岩石颗粒，又处于不流动的封闭状态；所以，流体比重大量增加，流体压力比正常压实情况下高，也成为推动油气初次运移的一种动力。

(3)渗透作用造成的渗透压差。

这也是初次运移的动力之一。渗透作用就是水(流体)由含盐度低的一侧通过半渗透膜向含盐度高的一侧运移的作用。因为溶液的含盐度越高，蒸气压就越低，其中水的活性也就越低。相反，溶液的含盐度越低，蒸气压就越高，其中水的活性也就越高。水由活性高的地方向活性低的地方流动，也就是从渗透压高的地方向渗透压低的地方流动，这种压差即为渗透压力。源岩的被压实过程是先从上、下、边部开始；因为页岩对盐类离子的渗透作用，结果使其边部的含盐量高于中部，所以源岩内部就可能产生由内部向边部的渗流作用，使烃类排出。同时，由于砂岩接受了源岩早期压实排出的大量高盐分的水，以及砂岩自身的孔隙水通过泥、页岩向外排驱，盐分被渗滤下来，造成有的泥、页岩中的含盐量比砂岩低 7 倍。欠压实部分的含盐度也大幅度降低。这种含盐量降低的部分，能溶解更多的烃类，有利于水相运移。这种浓度差产生的渗透作用，使流体指向砂岩，由欠压实带向正常压实带排驱。

(4)蒙脱石晶格水形成的动力。

众所周知，油气源岩中的主要粘土矿物为蒙脱石、伊利石、高岭石、绿泥石等。其中，蒙脱石晶格内含有 4 个或多个的水分子层，是含水最多的粘土矿物。随源岩埋藏到一定深度，温

度、压力的升高，蒙脱石在排出孔隙水后，开始逐步脱除晶格水。蒙脱石也相应经由蒙脱石—伊利石混层阶段而转化为伊利石。而脱出的晶格水的密度比自由水高。据计算，由于水的膨胀，源岩的体积可增加2%～6%。因此，解吸后的晶格水，能引起流体异常高压。通过实际剖面的研究，也发现蒙脱石脱水井段与地温增高和产生异常高压相一致。这种异常高的压力，无疑也是烃类初次运移的动力之一。

(5)干酪根降解成烃产生的动力。

干酪根在成熟后的降解成烃时，产生大量的水和二氧化碳等非烃气体。据计算，所有生成的油气、非烃气体和流体的体积总和，要比干酪根本身高2～3倍，使源岩孔隙内的流体压力大幅度提高，甚至可以超过静水压力1.42～2.4倍，使源岩内部产生裂隙。在较松软的地层中，流体压力甚至只需达到上覆静压力的80%，就能打开近水平的层理、裂隙等脆弱面，而且形成新的垂直裂缝。所以，在烃类大量生成的同时，也为烃类自身的初次运移和排驱提供了动力。

(6)扩散动力

由于油气源岩内的烃类浓度比其周围的岩石高，这种由于浓度差引起的物质迁移方式为扩散作用。普遍认为，在自然界，扩散作用不能成为物质转移的主要形式。可它不受其它诸如温度、压力等的影响，只要有浓度差存在，就会有扩散作用。这种动力的普遍性，对油气的初次运移，特别对气态烃和一些轻质烃，有着不可低估的作用。

3)油气初次运移的时间

若把油气生成和初次运移，看作是统一的不可分割的连续自然过程，那么，油气生成的同时，也就开始油气的初次运移。当然，从科学理论的角度说，这种认识尚不够严密。因为油气生成后，首先得满足生成油气的有机母质及矿物颗粒对烃类的吸附，只有这种吸附能力被饱和以后，其它的烃类分子才可能脱离母质和矿物，实现初次向外运移。要十分注意的是有的生油岩虽然可以生成足够的油气数量，但它不具备初次运移的通道和动力，或者只是在很有限的范围内发生初次运移，不能排入输导系统；或在有限的初次运移后又停止，使油气分子大多被憋死在生油层内，如我国江汉盆地大量发育的油浸泥岩。

在研究初次运移时，除了探讨理论性问题，我们更加重视实际的应用。只有确定大规模的工业性初次运移的时间和阶段后，才能研究与之相匹配的二次运移的输导系统情况。这对实际勘探工作才有指导作用。所以，应重视研究初次运移的高峰期。从理论上讲，成烃与初次运移期应该大体一致。因此，在研究油气初次运移期时，首先应该研究油气的生成期。现代晚期生油学说已普遍为人们所接受，并将有机质的热深化划分为若干个阶段。我们通过对不同类型干酪根成烃的热模拟研究，提出了各深化阶段产烃量的定量数据(表6—2)。

从表6—2可以看出，70%左右的油气是在成油高峰期生成的。因此，成油高峰期是油气源岩生烃的最重要阶段。评价一个地区生油岩是否可能作为良好的源岩，如果从演化的角度判别，就要确定其是否已进入成油高峰期(个别生化作用成气的源岩除外)。因此不难得出结论，与成油高峰期相匹配的初次运移时间就是最重要的初次运移期，是可能形成大量油气富集的阶段。当然并不是说，低成熟和成熟阶段的初次运移就可忽视。特别对于某些演化程度较低的地区，例如尚未进入或刚进入成油高峰期时，与低成熟和成熟阶段相匹配的初次运移就非常重要。因此，在某些已进入高成熟阶段的地区，与该区成烃阶段相匹配的初次运移，更值得注意。因此，这个时期生成的油大多是轻质烃，甚至是以气态烃为主。它们的运移能力、活性特别强，初次排驱效率可能特别高，有利于提供比较丰富的油气源。总之，在确定初次运移期的主、次和其重要性时，要根据各地区的实际地质、地球化学情况而定。

表 6—2　不同类型干酪根分步热模拟产烃量数据表

热演化阶段	Ⅰ类干酪根			Ⅱ类干酪根			Ⅲ类干酪根		
	模拟温度 ℃	C_1 总烃/总产率 %		模拟温度 ℃	C_1 总烃/总产率 %		模拟温度 ℃	C_1 总烃/总产率 %	
不成熟	250 - 300	0.63	0.63	250 - 300	0.32	0.32	250 - 300	1.01	1.01
低成熟	300 - 340	1.26	13.44	300 - 340	0.94	16.31	300 - 340	1.95	17.28
成　熟	340 - 400	12.18		340 - 400	15.37		340 - 420	15.33	
高峰期	400 - 480	74.68	74.68	410 - 490	69.78	69.78	420 - 500	68.23	68.23
轻质油阶段	480 - 520	5.67	11.24	490 - 520	7.35	13.60	520 - 600	6.25	14.21
凝析油湿气阶段	520 - 600	5 57		400 - 520	4.54		520 - 600	9.67	
过成熟	>600								

有的学者在具体研究初次运移时期时，根据沉积物所处的不同压实阶段，即初期压实阶段、稳定压实阶段、突变压实阶段及紧密压实阶段，认为稳定压实阶段、特别是突变压实阶段，正好同油气生成的成熟阶段和成烃高峰期相当，是初次运移排烃的最主要时期。有些地区剖面上存在欠压实的层段，且由其形成的异常高压有向下、向上逐渐释入的变化趋势。这种层段的出现又与有机质成熟和成烃高峰期相当，故这种欠压实层段形成时期往往就是油气初次运移的主要时期。

在一些沉积环境比较稳定、源岩的有机质丰度和类型亦相似的地区和地质剖面上，通过地球化学密集采样分析，利用各项地化指标及参数随深度增加的正常变化趋势中突然减少的层段，亦可确定油气初次运移的时期和层段。

如果考虑到各种初次运移的相态、动力和模式的可能性，那么，除了主要的初次运移期，即初次运移的高峰期以外，应该说初次运移贯穿于油气生成的全过程。只要有油气生成，就存在油气的初次运移。而且可以推想，即使油气生成过程已经终止，但从油气排出源岩而进入输导系统的滞后现象看，初次运移还会延长一段时间才会终止。

4)油气初次运移的距离和排烃厚度

油气初次运移的距离又表现在生油层的排烃厚度上，这是评价油气源岩的一项重要参数。人们对此已作了不少探索性的研究。传统上认为生油层越厚越好，这是只考虑生油，而没有或很少注意排烃运移问题。当利用地球化学手段确定生油层的排烃厚度时，有些实际例子又表明排烃厚度是有限的。

胜利油田 3—6—8 井，被上、下储集层所夹持的相对均一的 18.5m 生油层，密集采样分析结果发现，上排油带为 16.5m，下排油带为 2m。利 14 井 22.5m 厚生油层，上排油带 18.5m，下排油带 4m。梁 23 井 41.5m 的生油层，上排油带仅 6.5m，滞留带 3.5m。

据蒂索等人报道，阿尔及利亚泥盆系页岩生油层向一侧的排烃厚度为 14m，上下排油带共约 28m 左右。

根据上述情况，人们认为生油层不宜太厚，应与有效排烃厚度大致相近，一般 30～50m 为好。如与相应的储集层组成间互层，更有利于充分的排烃；且生油层和储集层厚度或体积之比以 3:1 最佳。

但也应指出，前面谈到运移相态时，曾提到气相扩散及裂缝混相运移，这些初次运移的形式显然不受生油层厚度的影响。由此看来，关于排烃厚度至今还有待进一步研究。

上述初次运移的排烃厚度，是指垂向上、下运移的情况。实际上，油气还有沿源岩的层理、纹层等的水平通道侧向运移的情况。但不管以什么方式，排烃厚度和能力与相邻烃源层岩石输导能力密切相关。

我国江汉盆地潜江组生油层段，盐岩层占地层总厚度的20%～40%。盐岩层之间普遍发育的油浸泥岩，可能是烃类生成后没有向外运移，而使自身浸染形成的。这种油浸泥岩的氯仿沥青"A"含量，一般为1.5%～3%，最高达5.05%；焦油含量平均为2.3%，最高达5.9%。被上、下盐岩层夹持的生油层，通过密集采样分析，各项地化指标基本没有变化，说明排烃很少或者垂向基本不排烃。

该区取心井岩心出筒时，油浸泥岩往外渗油的现象极为普遍。此外，钻在油浸泥岩裂缝带的井，泥浆槽面的油气显示十分活跃，而且发生井涌，井喷的现象也较常见，甚至不乏累计产油数千吨者。

显然，这种水平侧向运移可能更为复杂，其规律也难以掌握。在这里指出这一点也是必要的，以利于日后的探索研究。

5)油气初次运移量的估算

在预测一个盆地或地区的油气资源量时，就油气源岩的定量评价而言，有三项参数十分重要。油气源岩的已生油量，指该源岩自埋藏进入成熟阶段后直至目前演化程度已生成油气的总量，这是标志生油气规模的参数。一般来说，生油气规模大，也可能预示该地区的油气资源量丰富。但如果该区的运移条件和聚集环境不理想，也有并不相符的情况。因此，不能单纯凭生油气总量来判断油气资源的丰度。

源岩的残留烃量是指目前仍残留在源岩内的烃类总量，这项参数对形成工业性油气聚集并没有多少意义，对勘探也没有实际价值。除了那些含油率达到工业标准的油页岩和油浸泥岩外，生油岩中的残留烃不能作为开采的对象。根据生成得多也残留得多的一般原则，残留烃量又与源岩的有机质丰度、类型、演化等相关，可以作为评价油气源岩质量的指标。特别是在有机质丰度、类型、演化等条件相似的情况下，残留烃的高低又与排烃量呈互为增减的关系。因此，可以利用已生油量与残留量的减法，求出油气的初次运移量。

按照油气藏形成的自然过程，从源岩初次运移出来的那部分烃类，其中一部分逸散空中；一部分散布在输导系统或储集层中，成为低浓度无价值的油气；还有一部分则通过二次运移聚集在圈闭中，形成工业性油气藏。显然，初次运移量才是与油气勘探直接有关的参数。所以人们在勘探实践和研究工作中，越来越重视初次运移量的估算，计算方法见第三章。

4.油气的二次和再次运移

如果说油气初次运移偏重于理论方面的探索和研究，而且讨论的范围之广和程度之详细，为石油地质界和地球化学界所公认的话，那么，与油气聚集和勘探实践联系更为紧密的油气二次和再次运移问题则相形见绌，研究和讨论的深度都远远不够。

1)油气二次和再次运移的相态问题

油气初次运移和二次运移既是不可分割的统一过程，又是各具特点的不同运移过程。说它们是统一过程，是指二次运移的初期即与初次运移相衔接的那个时期的情形。当二次运移进一步发展到达高峰期或者油气进入再次运移时，运移的环境与初次运移将有很大的不同。这时就不能认为它还是与初次运移不可分割的统一过程了。

二次运移的相态在与初次运移相衔接的早期，可能继承各种初次运移的相态。但随着二次运移的进行，油气在输导系统或储集层空间内运移时，其物理化学环境与生油层相比会有很

大的不同。砂岩孔隙最小的喉道直径为200×10^{-10}m，比埋深2000m源岩的孔隙直径高出42~84倍，烃类分子可以自由地通过。二次运移通道中的流体压力和温度也比邻近的源岩低，含盐量则相反增高。这些条件使进入输导系统内运移的油气很快析出，成为油气相态运移。

2)油气二次运移的动力

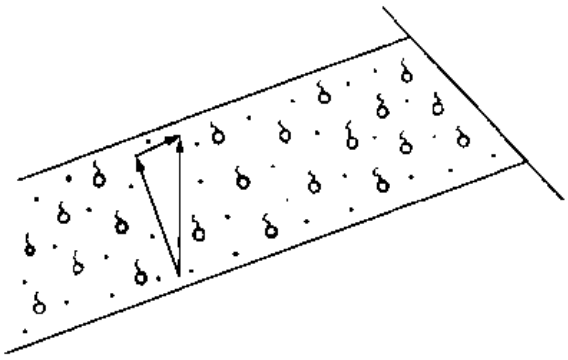


图6—2 油气二次运移浮力、动力示意图

油气二次运移的动力主要是浮力。这种浮力是因油气与水的密度差而产生的，其大小与进入输导系统内的连续油气体积的大小和密度有关。在静水和水平地层的情况下，油气上浮到储集层或输导系统的顶部被盖层所封堵。输导系统倾斜时，则油气沿上倾方向靠上浮的分力向上运移。倾角越大，上浮分力越大(图6—2)。

就一个盆地而言，沉积物受到压缩时的压实水流总是由中心指向边缘，因此也是油气二次运移的动力。若盆地后期由于隆起上升，边缘的地层出露，大气水与地层相通，水流指向盆地中心，这既可成为油气二次运移的阻力，又可成为油气再次运移的动力。

3)油气二次运移的通道

油气二次运移的微观通道主要是储集层的连通孔隙和裂隙。各种次生的微溶孔，也是油气二次运移的良好微观通道。岩石的孔隙度决定地层的储集性能，而孔隙喉道决定储集岩的渗透性能。孔隙喉道直径大的岩石，对于油气运移产生的毛细管阻力比较小。因此在研究油气运移时，人们比较注重孔隙喉道的数量、大小和空间分布等特点。构造和成岩裂隙不仅本身比较平直，是运移的良好通道，而且这些裂隙可以起到沟通孔隙的作用，特别对于那些致密储集层能明显增加岩石的渗透性能。

4)油气二次运移的方向

油气二次运移的方向，主要取决于水动力和浮力的指向。在二次运移开始的时候，运移的动力可能主要靠压实水流的浮力。因此，运移的主要方向一般应由下而上，从盆地中心向盆地边缘。盆地发育后期，由于大气水流从盆地边缘出露的地层渗入，这时的水动力条件就由盆地边缘指向中心，与浮力方向相反。若两者相等，就可能使二次运移停止，形成水动力圈闭。水动力若比浮力大，也可能促使原来已聚集的油气再次运移，遭到破坏或形成新的聚集。

在地质历史时期内，油气二次运移总是受盆地区域构造格局控制。无论是水动力还是浮力，一般都指向区域性的隆起或斜坡。因此这些地区的各种类型的圈闭，往往成为油气聚集的场所。在具体确定油气二次运移的方向时，目前流行的方法之一是地球化学分析。因为石油组成在通过地层运移时，会发生地层色层效应，即一些极性小的低分子烃类容易通过岩层孔隙，而极性大的重烃分子或胶质、沥青质，则被岩层阻滞。所以石油成分随运移发生分异，高分子正烷烃和芳烃化合物都会相对地减少，甚至原油中的某些微量金属元素如铁、钒、镍亦相对减少。通过确定反映这些特征的地化指标就可判别油气的运移方向。在第七章将专门介绍。

应该指出，以上油气运移过程所表现的规律性，是以色层效应为主的。若运移中氧化过程占了主导地位，这种规律就可能被破坏，甚至出现相反的情况。

孢子花粉具有稳定的外壁，在地质时期内以微体化石保存下来，可以随油气一起运移。因此利用孢粉化石的组合特征，也可以比较好地确定油气的来源和运移方向。我国有不少成功

的例子。如华北油田利用孢粉组合特征，确定了任丘油田的油源来自下第三系沙河街组。胜利油田桩古某高产井的油源也是来自沙河街组。酒西盆地第三系白杨河组、火烧沟组、上白垩系下新民堡群等油层，以至于志留系裂缝性油层的原油，都是来自下新民堡群的生油层。

直径从几微米至200μm的孢粉化石，比一般岩石的孔隙直径大得多。它能够从油气源岩中随油气初次运移进入输导系统，并继续二次运移到达油气藏内的事实有力地说明，无论初次运移还是二次运移，大于孔隙喉道直径的各种类型的裂隙通道系统占有十分重要的地位。

5)油气二次运移的距离

油气二次运移的距离，亦是石油地质界有争议的问题之一。有人认为以短距离运移为主，有人则上张长距离运移。其实运移的距离取决于输导系统和运移水动力条件。从理论上讲，只要存在输导系统和有利的水动力条件，油气的运移距离不受限制。实际上，二次运移的距离受盆地的规模及其内部构造格局控制。一般认为，海相盆地因为沉积面积大。如果把再次运移考虑在内，那么老盆地可能比新盆地内的油气运移距离要大。在我国陆相盆地中，油气运移的距离只有几千米至几十千米。

油气再次运移，习惯上是指油气第一次聚集后，由于地质环境的变化，聚集的油气被破坏而发生的运移，它一方面使原有的油气藏遭到破坏，同时也可以通过再次运移在适当条件下形成新的油气藏。油气再次运移的距离，主要取决于构造条件的变化。

二、烃类微渗漏机制

前已提及，烃类微渗漏是油气运移的一种方式。

1929年由柏林MAX PLANK研究所的劳伯梅尔(Laubmeyer)首先提出地表化学勘探的方法和概念。他的工作成果表明：油藏上方土壤中抽出的气体，比非油藏上方土壤中气体更富含甲烷。1932年前苏联索科洛夫(Sokolov)进一步证实了劳伯梅尔的结果，并对他的采样方法作了改进，发现重烃气的效果和甲烷一样。1936年索科洛夫观察到地表甲烷含量与重烃的比值，可用于区别深处的油和气。

显然只有存在于表土中的这些微量烃类是从地下油气藏中渗漏上来的，才能作出合理的解释。

此后，诸多学者和油气勘探工作者对烃类微渗漏和地表化探的问题，作了多方面的研究和实践，不断积累资料并逐步加深认识。但主要是在建立油气化探方法服务的市场方面，而对于烃类微渗漏的机理、过程、结果和正确应用等方面的研究则远远不够。对烃类微渗漏、地表化探的一些基本问题，至今还没有完全搞清楚。所以，尽管油气化探已有60多年的历史，而且油气勘探开发实践和有关的研究工作也提供了烃类微渗漏的丰富信息，但至今国内外学者对此仍持有不同意见。人们的认识还远没有统一，特别是有关微渗漏的机制仍处于假设和探索之中。

1.烃类微渗漏的证据

1)气体分子可以穿过各种物质

研究表明，气体分子可以穿过各种物质，如玻璃、金属、陶瓷和塑料及油气藏上的覆盖层等。美国原子能委员会曾确认，小分子的烃类气体28d内能穿透2000ft的上覆沉积盖层。烃类气体分子以每秒若干毫米的速度向上垂直迁移，无论遇到什么样的沉积层都是如此。

在中原油田2300m深的巨厚盐岩盖层中，发现了呈星点状分布的烃类包裹体。其中的烃类分子不可能是原生的，因为盐岩中有机质含量极低，对盐岩层的某个局部而言，不会生成满足形成包裹体内的烃类数量。在包裹体附近，也没有发现残余有机质或干酪根的存在。可能

这是盐岩层内部一定范围的油气分子相对富集的结果，或者是从盐岩层以外的油气源运移而来。不管是属于哪一种情况，都说明烃类分子可以穿过人们通常认为根本不存在渗透性的最好盖层盐岩层。由此可见，对于其它沉积盖层就可能更为畅通无阻了。

2)油气藏上方存在各种类型的烃异常

地面化探测量已证实，油气藏上方经常存在各种类型的烃类异常。国内外化探资料表明，在已知油气田上方，烃类异常的符合率一般为60%，有的高达70%~80%，即使埋藏很深的油气藏也不例外。而且，这种烃类的异常还表现了一种动态的性质。例如，美国东得克萨斯州的哈丁油田。1946年开采初期，在油田上进行了一次化探测量，其烃类异常见图6—3。22年以后的1968年，油田开采已到后期，地下原始状态已被破坏，油气被大量采出，很多油井已出水，地层压力下降明显。这时又在该油田进行了第二次化探测量，结果异常与原来的相比，已经面貌全非。除了在油田东北角仍出现C_2~C_5的异常外，其它地区的烃类异常均已全部消失(图6—4)。

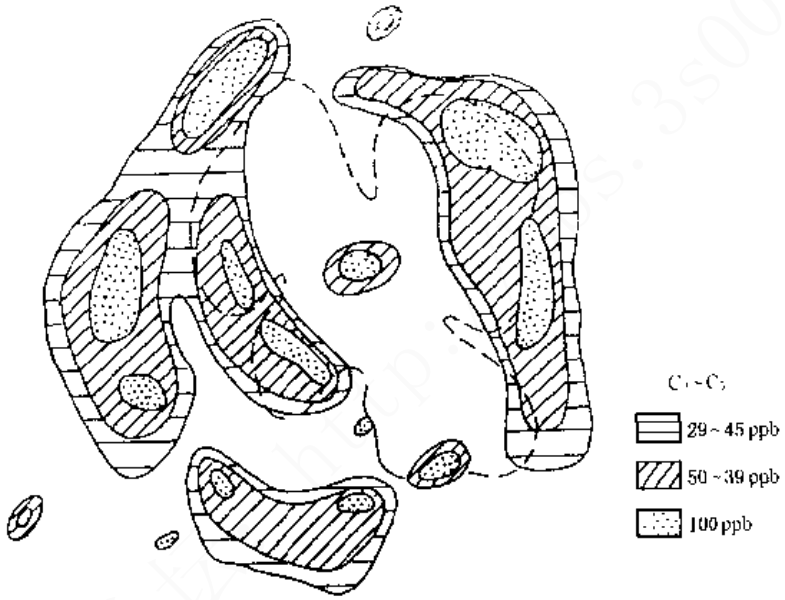


图6—3 哈丁油田第一次土壤烃异常图

上述例子说明，地下油气藏确实能够通过烃类微渗漏在地表形成异常。同时油气藏遭到破坏(或人为开采)，地面异常可以即行消失。这种动态性质表明，地面异常与地下油气藏有密切的相关性和良好的依存关系。



图6—4 哈丁油田第二次土壤烃异常图

3)地面烃异常具有深层油气的特征

在总烃含量中，C_2以上重烃的百分比高于5%，有的高达10%至20%以上。这是现代生物成因的沼气所不具备的特点。特别是C_4以上的成分占有相当的比例，表现为有机质深埋热降解的成因特征。酸解烃中的甲烷同位素值一般为-30‰~ 50‰左右，区别于生物成因的甲烷。利用紫外、荧光技术可以证实，油气藏中的低环芳烃溶于油田水并稳定地向浅层迁移的事实。

4)钻井剖面上存在气态烃类由下向上运

移的现象

表6—3为华北油田任8井纵向气态烃的变化，从表中可看出，气态烃的含量及湿度系数明显地由深处向浅层，即由生油层、风化面、油层向上递减。

表6—3 冀中坳陷任8井吸附气态烃资料

地层	岩性	总烃 μL/kg	重烃 μL/kg	湿度 %
Q	灰黄色粉质粘土	443.75	57.83	13.03
Nm^2	灰黄绿、棕红色含钙质泥岩	449.94	55.96	12.41
Nm^1	棕红色粉砂质泥岩	1104.5	151.36	13.64
Ng	紫红灰绿色泥岩	1218.61	156.64	12.64
Ed^3	灰绿色泥岩	4149.18	625.89	13.00
Ed^2	灰绿色泥岩	5462.30	873.20	17.94
Es^{2-3}	灰黑色泥岩	90474.21	23706.52	35.51
E_s^1	灰色灰岩	46254.56	17784.38	38.45

5)油气藏上方的各种效应

人们用地球物理仪器已检测到因烃类微渗漏引起的电效应、磁效应、热效应及放射性等物理异常，发现油气田上方地震波的速度增加。认为这是由于烃类微渗漏在垂直方向上引起的岩石次生变化，使固结物增加，提高了岩石的致密度，导致地震波速度加快。也有的油气田上方，由于微渗漏引起的蚀变，使孔隙度发生变化，从而地下含水下降，最终导致地层电阻率增大。

此外，如果地表土壤中矿物含量增加，则油气田上方的放射性值将明显地表现为低值带。对这种异常的成因有多种解释，一种意见认为，油气聚集对地下水的活动起了屏蔽作用，地下水只能沿油气田的边缘向上渗漏，放射性元素钾和氧化的铀随地下水垂直渗漏至浅层或地表，在油气田周围形成一个相对高值带，油气田范围内相对成了负异常低值区。另外一种意见认为，由于烃类微渗漏在油气田上方形成一个弱酸性环境，地下垂直上来的放射性物质，因易溶于酸性溶液而被浅层地下潜水带走，所以在油气田范围内形成低值区。

6)油气田上方的岩石蚀变

据研究，由于烃类微渗漏，使油气田上方的岩石或土壤发生蚀变。蚀变之一是岩石的褪色现象。其成因机制是，微渗漏的烃类使岩石中的三价铁还原成二价铁，低价铁又易溶于水被带走，使红层逐渐蜕变为灰色、灰白色甚至白色。另一种蚀变是在浅层或表层，由于垂直迁移上来的烃类被氧化成二氧化碳，并溶于水中形成碳酸根。这种碳酸根与土壤或岩石中的各种金属离子结合成一种特殊的碳酸盐岩，也叫蚀变碳酸盐或称ΔC，成为油气藏上方的一种异常。也有人认为，因烃类微渗漏形成的酸性环境，促使岩石、土壤中长石的风化加速，转化为粘土矿物。所以油气田上方粘土矿物含量增加，这亦成为微渗漏的一种证据。

7)油气田上方的植物变异

在美国怀俄明州西南的帕特里克油气田上方，病变的鼠尾草分布在与裂缝有关的很窄的渗漏带上，而裂缝带之间和气质范围之外地区则生长正常的鼠尾草。经研究查明，该区土壤性质是一致的。而据树木年轮分析，认为病变鼠尾草早在90年前即已存在，因此排除了与油气田开采后的污染有关，而是烃类微渗漏的结果。

1980年，美国利用卫星图像在弗吉尼亚州西部岭谷省的茂密森林区发现了"枫树异常"现象。在正常情况下，该区应生长橡树而不应是枫树。因为该区6000ft以下埋藏有天然气田。后经土壤吸附烃测量查明，枫树异常与烃浓度的甲烷、乙烷、丙烷、丁烷异常相吻合。室内实验又证明，高于正常浓度的甲烷，对橡树幼苗的生长会产生抑制作用。

8)油气藏的气油比低，也反映烃类的微渗漏

所谓气油比是指采出一吨原油，相应采出多少立方米气。我国油田的气油比一般从几十至一百多，多数低于一百，少数油田的气油比更高一些。

在室内干酪根模拟成烃的实验中发现，成油高峰的中期(模拟温度440℃，相当我国大多数生油层的演化阶段)，Ⅰ类干酪根的液、气态烃产物的质量比为7.5:2.5；Ⅱ类干酪根为7:3；Ⅲ类干酪根和煤层、气态烃的比例更高一些，大于30%，甚至可达到50%。由此可知，在成油高峰中期深化阶段的地区，若按下面方法计算，一吨原油就该相应有576.75m^3气态烃。

1t原油×0.3=0.3t气态烃

0.3t原油×0.3−0.09t气态烃

0.3+0.09=0.39t气态烃

390kg÷0.6762kg/m^3=576.75m^3

(0.6762kg为每m^3气态烃的质量)

很显然，即使在油气初次和二次运移过程中，有一部分气态烃与原油分离，单独聚集成纯气藏或形成气顶，也不致于大多数油田的气油比会低于100。所以，除了油气聚集后气态烃通过长期微渗漏损失外，无法对这种现象作出其它的解释。有人计算过100km^2的气田其单纯气态烃在100万年内的扩散，会逸散掉$1\times10^8m^3$的天然气。如果是形成在第三纪早期的100km^2的气藏，就会损失$55\times10^8m^3$天然气。可见，习惯上说的烃类微渗漏，只是指渗漏的速率比较小，小到凭人的感觉器官不能发现，但其绝对渗漏量非常巨大。所以，这么大量的烃类渗漏到达地表，而且时间延续千百万年之久，必然会引起地面土壤、岩石、植被等各方面的蚀变和变异。

9)油气藏保存中的动态平衡论，也阐明了油气的微渗漏

在油气藏保存理论中，有一种动态平衡论，其主要思想认为现在发现的工业性油气藏是地质历史过程中一种动态平衡的结果。这就是说，油气源岩达到生烃成熟期后，大量生成的液态和气态烃，经过初次和二次运移聚集成油气藏。与此同时，正在聚集或已聚集的油气又不断向外扩散和渗漏、逸散；另一方面继续有烃源供给，两者处于相对的动态平衡，使油气藏得以维持。一旦供给停止，即生油层继续生油的过程结束，或再次运移的外来补给烃源丧失，那么若干地质年代后，油气藏内部的烃类，特别是轻烃和气态烃，就首先逸散完毕。原来的油气藏则可能变为重质油藏，最后，直到油气藏遭到彻底破坏。

10)在人工地下油气库上方监测到很强的烃类异常

在一个人造气藏充气后的几个月内，发现其上300m的地层中，烃类气体含量已大于充气前背景值的10倍。人工地下油气库及其上方也明显出现烃异常。实际上，它们就等于烃类微渗漏的一种模拟实验。在地下几十米深处所建的油库，有的是钢结构，也有的是水泥混凝土。土壤或岩石中很快出现烃异常，这说明轻质油气分子具有相当强的穿透能力和很快的渗漏速度。

2.烃类微渗漏的相态和动力

如果从广义上来讨论烃类的微渗漏，正像前面已提到的，它贯穿于初次和二次运移的全过

程。那么，微渗漏的相态就比较复杂。显然，初次运移时的微渗漏相态也存在着水相和烃相之分。二次运移的初期可能继承了初次运移的相态，但大规模二次运移开始时，油气大多以油气的本相态运移。微渗漏本质上作为运移的一种方式，其相态无可置疑的也应与该时期油气运移的相态一致。

就化探而言，更侧重于狭义的微渗漏研究，也就是油气聚集后的一种分散性再运移，其相态应是以油气本相运移为主，既可以是连续油气相微渗漏，也可以是油珠、气泡式的微渗漏。同时，我们在油田水和浅层、甚至表层潜水中，发现溶有浓度不同的各种液态烃和气态烃分子，以及其它可溶有机物质。由此可以断定，这种微渗漏也存在水相运移的相态。

至于烃类在初次和二次运移期间微渗漏的动力，应该与该时期油气运移的动力一致。而油气聚集后的微渗漏的动力，可能主要是油气藏内部与周围存在的地层静压力和水流压力梯度；此外，还有温度差、浓度差、渗透作用等造成的压力差。有人估计，油气圈闭本身使流体由侧向转为垂向运动，而垂向压力比侧向压力大233倍。由此可见，在圈闭中已聚集的油气分子在垂直向上微渗漏运移时，比初次和二次运移具有更充分的动力条件。

3. 烃类微渗漏的通道

1)普遍发育的泥、页岩孔隙

在研究油气初次运移中，使人们感到困惑的是通道问题。因为油气源岩随着压实作用的进行，其孔隙度变得很小，渗透率也很低；而且孔隙结构十分复杂，它由很不均匀的孔隙、微裂缝和层理面组成三维系统，其中长5μm、宽0.1μm的扁平孔隙很多。从乔顿和卡威尔绘制的孔隙直径和深度的关系曲线(图6—5)得知，埋深2000m处的泥页岩的孔隙直径为50×10^{-10}～100×10^{-10}m，4500m深处的孔隙直径为8×10^{-10}～16×10^{-10}m。最小孔隙的中值约为10×10^{-10}～30×10^{-10}m，这种直径大小的孔隙占泥页岩孔隙的70%～90%。

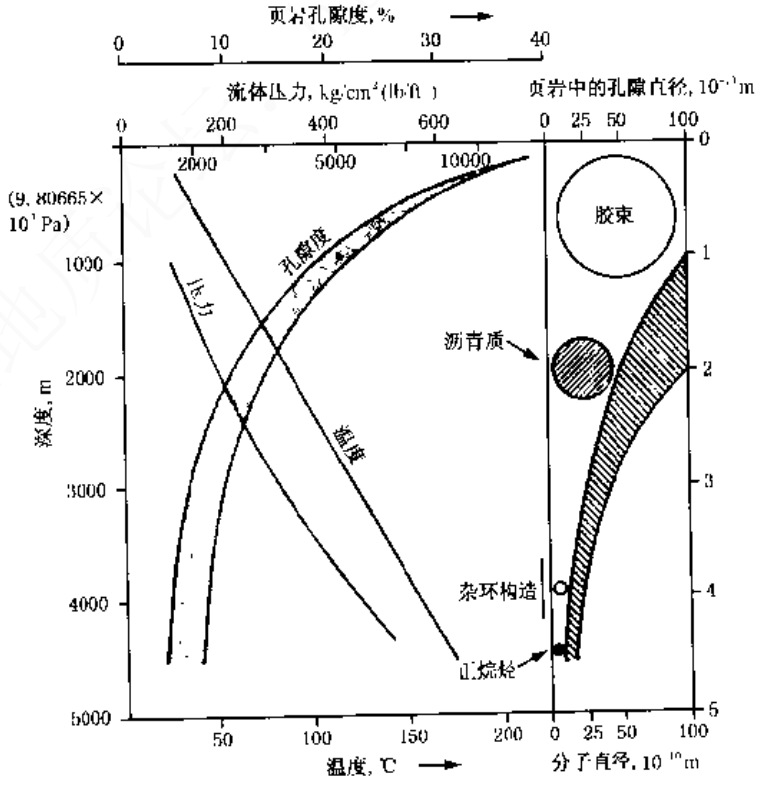


图6—5 页岩类沉积物随埋藏深度增加，各种物理参数的相互关系

(据乔顿和卡威尔，1963)

烃类分子和其它有关分子的直径如表 6—4 所示。

表 6—4　有关分子及油气物质有效分子直径数据表

分子	有效直径 10^{-10}m	分子	有效直径 10^{-10}m
He	2.0	苯	4.7
H_2	2.3	正构烷烃	4.8
H_2O	3.2	环己烷	5.4
CO_2	3.3	杂环结构	10 - 30
CH_4	3.8	沥青质分子	50 - 100

在泥页岩的微小孔隙中，由于存在分子间很强的静电吸力，使带极性的水分子比低极性的烃类分子更易吸附于颗粒表面，形成几层单分子水层。这种水称为结构水，具有比常规水更高的密度和粘度，一般呈半固态。特别是紧靠矿物颗粒内层的结构水，更不易流动。水分子的直径 3.2×10^{-10}m，若颗粒两边各吸附四层结构水，就得占据孔隙空间的 25.6×10^{-10}m。那么埋深 2000m 的泥页岩的有效孔隙直径就成了 $24.4\times10^{-10}\sim74.4\times10^{-10}$m。随埋深增加，吸附加的结构水可以因温度、压力升高而解吸成自由水。假设 4500m 处还剩下一层结构水，那么该处的泥页岩的孔隙直径只剩下 $1.6\times10^{-10}\sim9.6\times10^{-10}$m。

由此可见，就孔隙直径而言，埋深 2000m 的泥页岩可以允许气态烃的各种分子、正构烷烃、苯、环己烷和部分的杂环化合物及沥青质分子通过。埋深 4500m 以下的泥页岩的孔隙直径就只能允许小于 9.5×10^{-10}m 直径分子通过，而杂环化合物和沥青分子已不可能再运移和渗漏。

2)地层剖面中普遍发育有节理、裂缝和断裂

研究油气初次运移时，由于孔隙系统作为通道给解释带来一定困难，所以人们曾提出了微裂缝的混合相态运移说，并得到了普遍认同，但对裂缝成因的解释比较单一。实际上正像讨论二次运移通道时提到的，除了由于烃类生成使压力超过岩石屈服疲劳强度而产生的裂缝外，还有构造的、成岩作用成因的裂隙。在自然界中各种成因的微裂隙、微节理、溶洞、溶孔发育是非常普遍的。被认为可塑性最好的巨厚盐岩层，亦发育微裂缝，普通的泥页岩中微裂缝则更发育。

三、微渗漏烃类和可溶有机质的类型、相态及储存状态

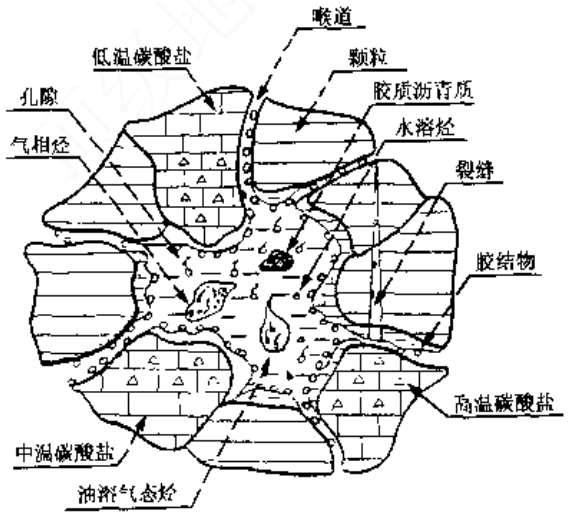


图 6—6　岩石土壤中烃类储存状态示意图

目前的化探术语中还存在某些模糊不清、甚至混乱的状况。比如烃类参数就有酸解烃、吸附烃、壤气烃等多种术语，它们的含义有时被认为是统一的，这样的理解实际上是不严密的。这正反映了对上述烃类储存状态认识的不足。微渗漏烃类的类型、相态及其储存状态有明显的层次、在概念和含义上存在差别。对这些问题的探索，不仅对深入了解微渗漏有很大帮助，而且对现在和未来化探工作的开展也十分重要。烃类和可溶有机质的类型、相态及储存状态的初步模式如图 6—6 所示。

1.土壤和岩石颗粒表面的吸附态烃和可溶有机质

土壤和岩石颗粒表面，特别是在有粘土质存在的情况下，都带有一定的电性。烃类物质和胶质、沥青质也具有极性。因此，在微渗漏的过程中，上述易迁移的物质不断地被这种固相表面所吸附，直至这种吸附能力被饱和为止。很显然，被表面吸附的物质应该包括固—气、固—液过渡层，并不是独立相态和独立的气相、液相以及某种情况下的胶体相。就这种吸附性质而言，主要属于物理吸附，颗粒表面的面积在短时期内（有人认为只要4～8min）就可达到平衡状态，使吸附能力饱和。这是严格意义上的吸附烃。

2.土壤和岩石颗粒内部的吸收态烃

随着微渗漏烃类的进一步扩散渗滤或者渗漏到土壤、岩石颗粒固相吸附剂的内部，就由吸附的过程逐渐发展为吸收的过程。也可以说由表层的面积现象，发展为内部的体积现象。这可能包括了碳酸盐、硅酸盐矿物晶格内部的吸收作用及各种烃类包裹体。目前对于这种晶格内部吸收态烃类的储存状态还了解很少，除了气态烃外是否还存在其它相态的烃类，也几乎没有人涉及这一问题。

应当指出，吸收过程要达到平衡，比吸附过程缓慢得多。这一吸收过程对化探有着重要的意义。因为，距离地下油气（或者说渗漏烃源）的原始环境比较远的上覆地层的岩心和土壤，其吸收态的烃类释放过程也将比吸附烃缓慢得多。故而测定其吸收态的烃类，将比吸附烃更能反映地下油气信息。可以说，这是目前化探工作中酸解烃的理论基础。

3.土壤、岩石孔隙、裂缝中独立的气相、液相、胶相以及半固相的烃类、胶质、沥青质

土壤、岩石的孔隙、裂缝中一般均被流体所充满。微渗漏的烃类和胶质、沥青质在连通孔隙和裂隙中随流体一起运移，其相态可能有气相、液相、胶相及半固相等。上述的吸附烃、吸收烃，特别是在靠近固体颗粒表面的吸附层内，有相当大的结合力。一般达到平衡状态后，除了后续到达的烃类更具极性从而部分地取代原有的吸附、吸收烃外，一般原有的吸附、吸收烃很少或基本不参与再运移。而孔隙、裂缝中呈游离状态的烃类和胶质、沥青质，在外界动力作用下，比较容易发生再次运移，成为微渗漏的主体。而且从动态平衡的角度出发，这部分游离的烃类是地下油气信息更直接的动态反映。吸附烃、吸收烃和游离烃在运移中的这两种不同情况，有些类似于河流滨岸的不同水流主流线上的水，是最先和最能反映上游水源情况的。

所谓壤气烃法、K—V指纹法，检测的主要是这部分游离的气态烃和部分液态烃。

4.土壤、岩石孔隙水中的水溶烃和可溶有机质

根据油气初次、二次运移的理论可知，烃类和有机质在水中有一定的溶解度。尽管受流体的温度、压力，矿化度等因素以及烃类本身性质的制约，溶解度可能有较大幅度的变化，但流体中存在一定数量的溶解烃，则是毫无疑义的。而且随环境条件的变化，水溶烃在储存状态上会发生转换。这种烃也是随流体一起渗漏运移，同样成为反映地下油气的一种动态信息。以此为基础的水化学化探，就是检测水中的溶解烃和各种有机物及其它元素。

5.土壤、岩石孔隙水中的油溶气态烃

这种储存状态的烃类，就是土壤、岩石孔隙、裂缝中独立油相中的溶解气态烃。一般这种气态烃的储存状态与水溶烃一样，会随环境条件的不同而发生转换。溶解在油相中者不存在独立的气相，若从油相中释放出来，就变为独立的气相。油溶气态烃同油相烃一样，是反映地下油气动态的信息。

第二节　近地表油气化探测试技术

近地表油气化探就是进行这些微渗漏到地表的烃(微油气苗)的调查。非地震油气化探不同于一般地球化学分析的显著特点是,各项油气化探分析均属于微量或痕量分析,分析的精度和难度大大增加。目前,国内以有机化合物为主要指标建立了一套较完善的分析方法。

一、土壤 ΔC 分析

1.ΔC 分析测试原理

在油气聚集区内,烃类不断地向上垂直运移和通过裂缝等垂直通道渗漏(以 C_1～C_4 烃为主),到达近地表的土壤和沉积物中,被氧化后生成 CO_2。在适当条件下,这种 CO_2 和地下水溶解盐结合生成特殊的 $CaCO_3$ 胶结物,这种胶结物在 500～600℃温度下分解,并释放出 CO_2,这种 CO_2 被称为土壤中 ΔC。

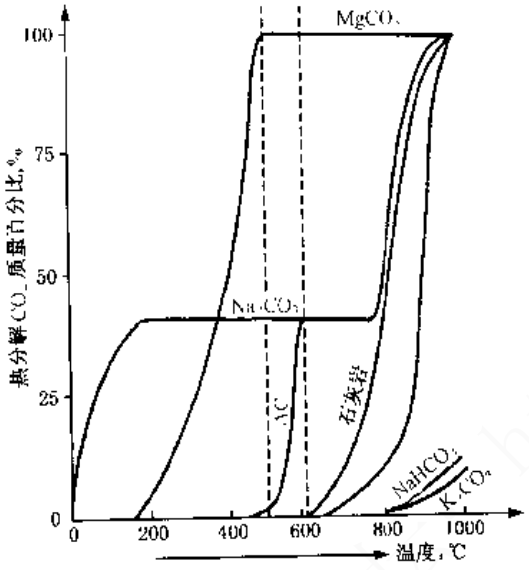


图 6—7　碳酸盐热分解曲线

一般的碳酸盐在 500～600℃之间不分解和释放 CO_2,所以 500～600℃之间释放的 CO_2 为 ΔC(图 6—7)。

2.ΔC 测试装置

由于测定 CO_2 的方法很多,所使用的仪器设备也不大一样,目前主要有以下几种:

1)热解—气相色谱法

利用热解炉加热样品在 500～600℃间释放 CO_2,同时伴有结晶水出现,结晶水被水阱吸附冷冻,CO_2 由液氮冷阱收集,然后用热水等加热冷阱,释放 CO_2,由色谱仪检测(图 6—8),也有人用 5Å 分子筛阱吸附 CO_2,在 290℃下释放 CO_2。

2)热失重法

利用热天平或热分析仪,采用热失重法可测定 ΔC 含量。该方法测定的失重量包括 500～600℃间释入的结晶水。

3)多道 ΔC 测定仪

大庆勘探开发研究院已研制和生产多道 ΔC 测定仪,一次可测定 9 个样品和一个标样。整个操作由微机控制,并由微机进行数据处理,给出 ΔC 含量及谱图。

4)其它装置

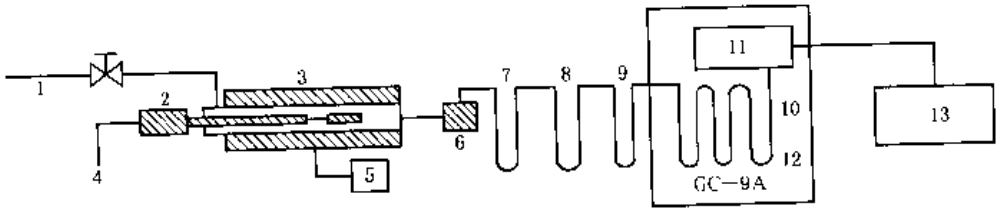


图 6—8　PY—GC 热解气相色谱测定 ΔC 分析流程图

1—载气源;2—进样杆;3—热解炉;4—测温表;5—控温仪;6—重烃阱;7—吸水阱;8—CO_2 捕集阱;9—吸水阱;10—色谱柱;11—检测器 TCD;12—色谱仪主机;13—处理机

此外还可用质谱仪或热解－红外光谱仪测定 ΔC。

3. 样品前处理

将样品自然阴干，无霉菌和污染。将样品粉碎至 0.09mm 粒径以下。称取样品 500～1000mg，在 500℃ 通氧条件下（氧流量 50mL/min 左右），恒温加热 1h 以上，直到不再释放 CO_2 为止。

4. 工作条件选取和定量测定

1）热解—气相色谱法

（1）分析条件。

①样品量 50mg（1/万天平称重）；

②热解温度 600℃，热解时间 1h；

③色谱柱 Chromosorb—102 柱，ϕ3mm×4mm；

④柱温 50℃；

⑤载气 N_2，流量 50mL/min；

⑥TCD 检测器，桥流 130mA，温度 70℃。

（2）定量分析

①利用不同进样量的纯 CO_2 或标样进行色谱测定，绘制 CO_2 定量分析工作曲线。

②根据样品 CO_2 色谱峰面积，利用工作曲线求得 CO_2 量。

③根据样品量和测得的 CO_2 量，得到 ΔC 百分含量

2）热失重法

样品加热温度 600℃，恒温 1h，通氮气保护，计算失质量。

$$\Delta C(\%) = \frac{W_{失}}{W_{样}} \times 100\% \qquad (6—1)$$

式中 $W_{失}$——样品在 600℃ 下失质量，mg；

$W_{样}$——样品质量，mg。

5. 质量检验

允许平行样品测定误差见表 6—5。

表 6—5 ΔC 测定平行样允许误差

测定值	相对偏差，%	绝对偏差
>1.0	<10	
0.5～1.0	15	
<0.5		±0.15

二、土壤热释汞测定

1. 样品要求

样品要自然阴干，无霉菌和污染。

样品粉碎至 0.09mm 粒径以下。

2. 分析测试原理

在常温下，用金丝制成的捕汞管，可以定量地富集天然气中的微量汞。金丝与汞蒸气生成一种新的合金——金汞齐。在高温下，使金汞齐中的汞全部释放出来，直接进入测汞仪中 汞对 253.7nm 波长光具有一定吸收能力，而其他元素和化合物对该波长光基本没有吸收，所以

利用该波长的吸光值作为汞的检测和定量分析依据。

3. 测定条件

样品量 100mg 左右(用 1/万天平称重)　可采用直接测定法或捕汞管收集测定法。

直接测定法:热释温度 250℃,时间 30s。

捕汞管收集测定法:

土壤样品热释温度 250℃,时间 5min;载气为净化空气,流量 500mg/min;捕汞管热释温度 800℃,时间 30s。

4. 定量分析及质量要求

利用已作的工作曲线,根据测得的吸光值,可查出汞量。再根据样品量,求得汞含量,以 ppb 表示。

工作曲线要定期校正,最好每五个样品抽查一个样品,以保证分析质量。

允许分析误差见表 6—6。

表 6—6　热释汞测定平行样允许误差

汞含量 ppb	相对偏差 %	绝对偏差 ppb
>20	<7	
10~20	<10	
5~10	<15	
<5		1.2

注:ppb　ng/g。

三、土壤酸解烃气氦、氢测定

1. 样品要求

样品自然阴干,无毒菌和污染。将样品粉碎至粒径 0.18mm 以下。

2. 脱气装置及脱气条件

1)脱气装置

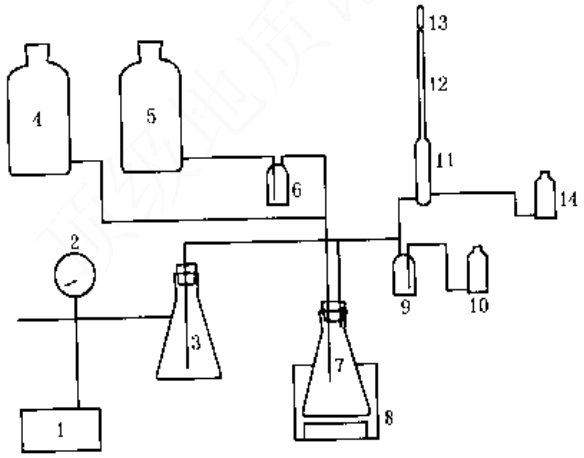


图 6—9　酸解烃脱气装置示意图

1—真空泵;2—真空表;3—抽滤瓶;4—水瓶;5—盐酸瓶;6—二氧化碳缓冲瓶;7—酸解样品瓶;8—恒温水浴;9—二氧化碳一次吸收器;10—水准瓶;11—二氧化碳二次吸收器;12—气体量管;13—吸样管;14—水准瓶

采用抽真空,加热、加酸的方法脱气(图 6—9)。

2)脱气条件

(1)样品量 50g;

(2)脱气温度 40℃;

(3)盐酸:水为 1:6(体积比),酸解至反应完全;

(4)30% 的 KOH 或 NaOH 溶液吸收 CO_2。

因土壤中酸解烃量极微,稍有污染对结果影响很大,所以脱气时要防止装置及化学试剂污染。样品脱气后要在 4h 内分析,否则重烃溶于水,使 C_6^+ 数值显著偏低。

3. 酸解烃、He 和 H_2 的色谱分析条件

1)空气和 CH_4 的分析条件

(1)色谱柱 0.35~0.45mm,5Å 分子筛填充柱,φ3mm×2m,柱温 50℃。

(2)检测器 TCD,温度 50℃。

(3)载气 He 或 N_2,流量 30mL/min。

2)C_1~C_6^1 烃分析条件

(1)色谱柱:填充红色柱体,涂 30%~40%甲基硅酮填充柱,ϕ3mm×4m,柱温 50~150℃,升温速率 6~8℃/min。

(2)检测器 FID,温度 150℃。

(3)载气 N_2,流量 30~40mL/min。

(4)燃气 H_2,流量 50mL/min。

(5)助燃气空气,流量 50mL/min。

3)氦、氢分析条件

(1)色谱柱:同 1)条件。

(2)载气 N_2,流量 30mL/min。

(3)检测器 TCD、桥流 100mA,温度 70℃。

4. 定性和定量分析

1)定性分析

可用标样与保留时间定性和色谱—质谱法定性。

2)定量分析

(1)外标法。

以丙烷为基准物,利用克分子校正因子,按下式计算各组分的含量:

$$C_i = \alpha \frac{A_i F_i}{A_a F_a} \tag{6—2}$$

式中 C_i——被测组分的体积百分含量;

α——丙烷的百分含量;

A_i——被测组分的峰面积;

F_i——被测组分的克分子校正因子;

A_a——基准物的峰面积;

F_a——基准物的克分子校正因子(通常取 1)。

烃类克分子校正因子,根据文献上 FID 的质量校正因子,按下式进行核算:

$$D_i = \frac{i\text{组分质量因子} \times \text{基准组分相对分子质量}}{\text{基准组分质量因子} \times i\text{组分相对分子质量}} \tag{6—3}$$

以丙烷为基准物时,轻烃在 FID 检测器上的克分子校正因子见表 6—7。

$$\text{每 kg 土壤中烃含量}(\mu L) = \frac{C_i \times \text{脱气量}(\mu L)}{\text{样品质量}(kg)} \tag{6—4}$$

He 或 H_2 含量计算:

$$C_{He(或H_2)} = \frac{A_1 \times S_b}{A_b \times S} \times 100\% \tag{6—5}$$

式中 A_1——样品 He 或 H_2 峰面积积分值;

A_b——标样面积积分值;

S_b——标样量;

S——样品量

表 6—7　烃类克分子校正因子表

化合物	相对分子质量	质量因子	克分子校正因子
CH_4	16	1.03	2.78
C_2H_4	28	0.98	1.51
C_2H_6	30	1.03	1.48
C_3H_8	44	1.02	1.00
iC_4H_{10}	58	0.91	0.68
nC_4H_{10}	58	0.91	0.68
iC_5H_{12}	72	0.95	0.57
nC_5H_{12}	72	0.96	0.58
C_6	86	0.97	0.49

(2)归一化法。

各组分在总烃中的体积百分含量：

$$C_i = \frac{A_iF_i}{\sum(A_iF_i)} \tag{6—6}$$

样品的总烃量：

$$W_z = \frac{F_{C_1}A_{C_1}}{F_{O_2}A_{O_2} + F_{N_2}A_{N_2} + F_{C_1}A_{C_1} + \cdots + F_{C_6}A_{C_6}} \cdot \frac{100}{C_z} \times 脱气量 \tag{6—7}$$

式中　F_{C_1}——甲烷的校正因子；

F_{O_2}——氧的校正因子；

F_{N_2}——氮的校正因子；

F_{C_6}——己烷的校正因子；

A_{C_1}——甲烷的峰面积积分值；

A_{O_2}——氧的峰面积积分值；

A_{N_2}——氮的峰面积积分值；

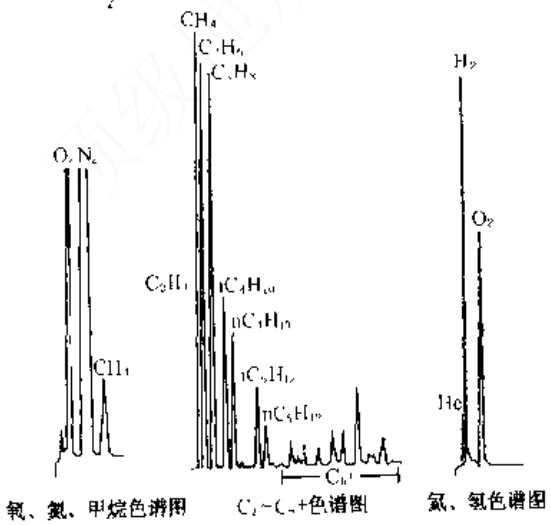


图 6—10　土壤酸解烃色谱图(据傅洪资料)

A_{C_6}——己烷的峰面积积分值；

W_z——总烃量，μL；

C_z——甲烷百分含量(FID 检测)。

土壤中烃含量为：

$$d_i = \frac{C_iW_z}{m} \tag{6—8}$$

式中　d_i——样品中第 i 个烃组分含量，μL/kg；

m——样品质量，kg。

四、土壤 ΔC 的碳同位素测定

从油气藏微渗漏至近地表氧化的有机二氧化碳生成的碳酸盐岩，称为 ΔC。但是近地表有

机质本身氧化分解也可能形成有机 CO_2。因此对前面所测 ΔC 是否是地下油气藏的微渗漏还是地表有机质的干扰，直接影响到我们对地下油气藏的识别。因此必须对碳同位素对 ΔC 的成因进行识别，以正确地指导油气勘探。

1. ΔC 的制备

样品取 1000～2000mg，500℃下通氧，氧气流量为 20mL/min，恒温 1h，除去 500℃以前产生的各种 CO_2，完成样品预处理。

取出 100mg 经预处理的样品置于高温炉中，通氮气，流量为 20mL/min，快速加热至 600℃，恒温 1h。同时利用液氮冷阱收集 CO_2，在液氮冷阱前加一级液氮—乙醇冷阱（－70℃左右），除去系统中水。

2. ΔC 碳同位素样品制备

将 ΔC 收集管连同冷阱一起取下，接到碳同位素制样系统中。该冷阱之后最好接一酒精—液氮冷阱，除去 ΔC 收集时带有的水。最后将 CO_2 在真空下转移到碳同位素样品管中，送质谱分析用。

3. 碳同位素测定

由于 ΔC 量极少，质谱测量时采用微量进样口进样，同时要求标样量与样品量接近，否则测定误差大。

4. 质量控制

由于土壤 ΔC 样品量极少，无法在额定压力下测定，所以测定误差较一般碳同位素测定误差大。允许误差 $\delta^{13}C$ 值应在 2‰以内。

五、水溶烃测定

取水样 500mL，要求取样时无气泡，并且必须在 24h 内处理。

利用分液漏斗将水样转移到圆底烧瓶中，在此之前整个萃取系统预抽真空至－0.1MPa，然后将水样加热至 60℃，进行脱气。气体通过注入碱液（NaOH）的蛇形脱气管时，其中 CO_2 被吸收，然后用带有刻度的集气管收集。

用气相色谱分析确定水溶烃的组成，其中以甲烷为主及部分 C_2～C_5 烃。用同位素质谱分析确定水溶烃的碳同位素，判别烃类的来源。

六、水中芳烃及土壤萃取烃中芳烃光谱分析

水中芳烃及土壤萃取烃中芳烃的光谱分析，主要进行紫外光谱分析和荧光光谱分析。

1. 水中芳烃分离

按 10∶1 将水与正己烷混合，一般水样为 150mL。混合后振荡 6min。然后利用分液漏斗分离。要求正己烷（分析纯）进行二次处理，使水中芳烃含量尽量低于 0.01mg/L。

2. 土壤中烃类化合物的萃取

土壤粉碎至粒径 0.12mm 以下，取 50g 样品按 1g∶12mL（30～60℃）石油醚混合。要求石油醚（分析纯）重新处理，萃取后芳烃含量低于 0.01mg/L。加入试剂的样品用旋涡混合器或振动器振荡多次后静置 12h，再振荡多次，静置 12h，过滤后供光谱分析测定。

3. 紫外光谱分析

饱和烃在紫外—可见光区一般观测不到吸收谱，而芳香烃在紫外区具有非常特征的吸收谱带，并受取代作用的强烈影响，所以芳烃等作紫外谱分析效果好。目前在地质实验室中主要用来分析芳烃化合物和卟啉化合物等。

1）样品及溶剂要求

紫外光谱分析要求样品本身具有生色基团，选择合适的溶剂制成溶液，即可分析。

要求溶剂能完全溶解分析样品，在分析波长范围内无吸收。对于芳烃分析，要求对溶剂进行二次纯化处理，可采用柱色层法除去溶剂中芳烃等杂质。

2)紫外—可见光谱分析条件

波长范围，200～700nm；扫描速度 60nm/min；狭缝 2nm；响应 1s；灯选择自动 350nm 转换；记录方式 0～1ABS(吸光度)。

3)分析结果及谱图解释

芳烃紫外光谱分析谱图中 230nm 吸收带主要为二环芳烃，260nm 吸收带主要为三环及三环以上芳烃的特征吸收峰　芳烃的紫外特征吸收带见表 6—8。常规测定波长有 215nm、222nm、254nm、260nm、280nm、315nm，主要是测定单环和双环芳烃。

表 6—8　多环芳烃的紫外特征吸收谱带

化合物	λ_{max} nm	ε_{max}	λ_{max} nm	ε_{max}	λ_{max} nm	ε_{max}
苯(Benzene)	184	47.000	203	7400	255	230
联苯(Biphenyl)	—	—	246	20.000	—	—
间三联苯(m—Terphenyl)	—		252	44.700	—	—
对三联苯(p—Terphenyl)	—	—	280	27.500	—	—
对四联苯(p—Tetraphenyl)	-		300	38.900	—	—
萘(Naphthalene)	220	110.000	275*	5.600	314*	316
蒽(Anthracene)	252*	200.000	375*	7.900	**	**
并四苯(Naphthacene)	278	130.000	473	11.000	**	**
并五苯(Pentacene)	310	283.000	580	12.600	428	--
菲(Phenanthrene)	252	50.000	295	13.000	330	250
芘(Pyrene)	240	89.000	334	50.000	352	630
䓛(Chrysene)	268	141.000	320	13.000	360	630

*　约为一系小峰的中心；

**　弱吸收谱带通常被邻近强峰所掩盖。

4. 荧光光谱分析

在激发光波长下样品吸收辐射后处于受激态振动能级，一旦通过发射光子回到基态就能发射荧光。不同结构的分子发射的荧光波长和强度不同。根据特征荧光波长可对化合物定性，根据其强度可定量。

在石油地质实验室中，紫外光谱和荧光光谱主要用于芳烃及非烃化合物测定，紫外光谱法分辨率高，而荧光光谱法灵敏度高。

1)样品要求

荧光光谱分析对样品要求很严格，这是因为温度、酸度、浓度等对样品分析结果影响很大。这些干扰可使不发荧光的物质产生荧光，使发荧光的物质产生荧光很弱，甚至消失。同时在不同溶剂中，同一种荧光物质的荧光光谱和强度都可能有明显的差异，溶剂对荧光物质的影响主要取决于溶剂的分子结构　另外，荧光光谱分析灵敏度特别高，对溶剂的纯度要求很严格。所

以在样品处理时要选择合适的、纯度高的试剂。

2)荧光光谱分析

目前在石油地质实验室主要用来分析芳烃样品,使用的溶剂有正己烷、环己烷等,均为分析纯。

荧光光谱分析条件为:

形式:RATIO;发射狭缝:1nm;激发狭缝:6nm;激发波长:260nm,带通:3nm;发射波长:250~550nm,带通:2nm;比率形式:60nm/min;响应:2s。原油芳烃荧光光谱各芳烃组分很难分开,只能测量烃总量(图 6—11)。

3)同步荧光光谱分析

为了解决荧光光谱法分辨率低的问题,开展了同步荧光光谱分析。同步荧光光谱法是将激发光波长和发射波长保持一个恒定值,进行同频率扫描。

(1)芳烃同步荧光光谱分析条件

激发光与发射光恒定波长差值 $\Delta = 5nm$;激发光带通和发射光带通为 2nm;波及范围为 250~550nm。

(2)分析结果

原油芳烃馏分同步荧光光谱图中,主要的芳烃化合物基本上可以分开(图 6—12)。

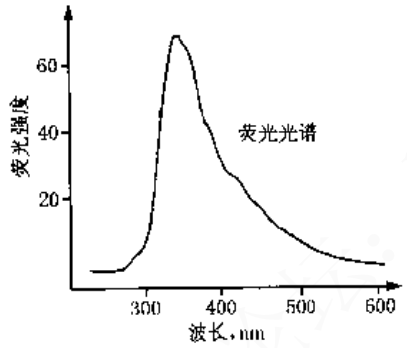


图 6—11 杜 13 井和富 78 井芳烃荧光光谱图

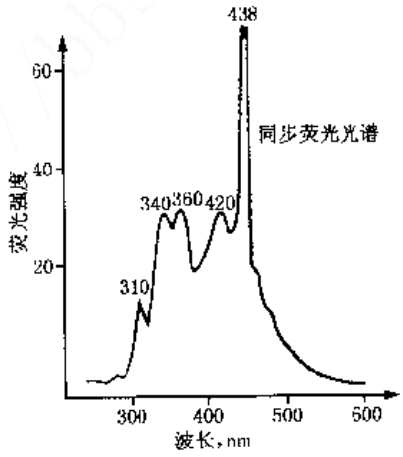


图 6—12 原油芳烃同步荧光光谱图(据赵晶波资料)

七、土壤物土气分析

土壤物上气分析类似岩屑罐顶气分析,取土样装到罐中密封,在室温下静放数小时,与罐顶气同样方法取样,供色谱分析。对于痕量样品,可采用烃类富集系统,然后进行色谱测定,这样可分析浓度低至 ppb 级的轻烃。

1. 轻烃富集及色谱分析

1)原理

当样品量极低时,可使用轻烃富集系统进样,即用液氮冷阱收集烃类,然后在 250℃下解释,用气相色谱进行分析(图 6—13)。

2)色谱分析条件

102,固定单体液 OV—101(或 SE—30)。

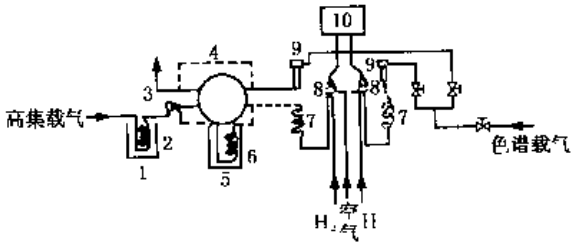


图 6—13 土壤上气分析装置示意图

1—冷阱;2—富集载气净化管;3—富集进样品;4—加热六通阀;5—冷阱(解析时换电炉);6—富集管;7—色谱柱;8—FID 检测器;9—色谱仪注射口;10—微处理机

(1)色谱柱 ϕ0.18mm,白色载体柱 ϕ3mm×4000mm;

(2)载气 He,50mL/min;

(3)燃气 H_2,50mL/min;

(4)助燃气空气,500mL/min;

(5)富集载气 He,10mL/min;

(6)富集冷阱,液氮,内径 ϕ0.18mm、涂 5%OV—101 的白色载体 102,富集管 ϕ1.2mm×0.5m;

(7)热释温度为 250℃;

(8)柱温,室温,恒温 2min,然后以 10℃/min 程升至 200℃.

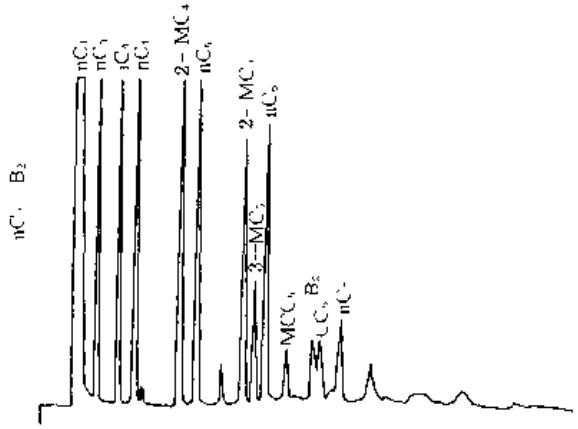


图 6—14 土壤轻烃上气分析色谱图

3)分析结果

土壤中轻烃上气分析,以 C_1～C_7 烷烃为主,同时有烯烃和苯等(图 6—14)。

八、K·V 指纹测定

本方法系将涂有活性碳的吸附丝埋在地表土壤中,利用活性碳吸附地表微量烃类,然后通过居里点裂解器加热,使吸附烃类释放出来,用气相色谱法进行检测。

1. 吸附丝制备

采用 ϕ0.5mm 镍丝作为金属载丝,其中一头涂以 ϕ0.7mm 粒径以下的活性碳,可用水玻璃等无机胶粘接,除去本底后,立即置于密封密器中保存。

其中活性碳要经过活化处理。具体方法是将活性碳用苯等试剂清洗,除去有机质。再用过热蒸汽处理,除去溶剂及有机质,同时清洗活性碳中孔道。最后将活性碳在 N_2 等惰性气体中干燥。处理好的活性碳放在密闭容器中保存。

2. 热解—气相色谱分析

1)居里点热解器条件

温度为 360℃;时间为 10s。

2)色谱分析

(1)SE—54 或其它非极性毛细色谱柱;

(2)柱温 40～220℃,程升 5℃/min;

(3)载气 N_2,流量 1mL/min;

(4)尾吹气 N_2,流量为 40mL/min;

(5)助燃气空气,流量为 400mL/min;

(6)燃气为氢气,流量为 40ml/min;

(7)汽化室温度为 250℃;

(8)检测器 FID,温度 250℃。

3)分析结果

K·V 指纹测定利用居里点热解器与色谱—质谱仪联机,鉴定结果见表 6—9。其正烷烃分布为 C_5～C_{16},另外有苯系列化合物及萘等。

表 6—9　K·V 指纹测定鉴定表

序号	保留值分	化合物	序号	保留值分	化合物
1	1.51	正戊烷	19	7.18	2—甲基壬烷
2	1.79	正己烷	20	7.43	2—乙基—2—甲基庚烷
3	2.15	苯	21	7.98	1,2,3—三甲苯
4	2.41	正庚烷	22	8.16	正癸烷
5	2.52	2,2,3—三甲基戊烷	23	8.46	2,5,6—三甲基辛烷
6	3.17	甲苯	24	8.80	4—甲基癸烷
7	3.41	3—甲基庚烷	25	9.13	6—乙基—2—甲基辛烷
8	3.62	2,4—二甲基己烷	26	9.98	2,4,6—三甲基辛烷
9	4.47	氯苯	27	10.70	十一烯—1
10	4.77	2,3,4—三甲基己烷	28	10.99	正十一烷
11	4.93	1,2—二甲苯	29	3.04	3—甲基十一烷
12	5.45	1,3—二甲苯	30	13.42	萘
13	6.58	正壬烷	31	13.94	正十二烷
14	6.31	丙基环己烷	32	15.21	5—乙基十一烷
15	6.43	3,7—二甲基辛二烯—1,3,6	33	16.54	正十三烷
16	6.58	3—乙基—2—甲基庚烷	34	19.18	正十四烷
17	6.94	2,2,5,5—四甲基己烯—3	35	21.77	正十五烷
18	7.12	2,3—二甲基辛烷	36	24.21	正十六烷

第三节　近地表化探技术在油气勘探中的应用

反映地下油气藏信息的参数和指标都从不同的侧面反映了地下油气藏微渗漏到地表的特征。不同的指标都有不同的干扰因素和局限性，因此，在应用时必须综合地加以应用。

通过大量的勘探实践发现 ΔC、酸解烃、碳同位素资料是较佳的化探指标。其中 ΔC 属于单一信息源，受干扰小。酸解烃虽然属于多信息源，但由于信息量大，可排出多种干扰因素，仍是应用效果好的一项参数。碳同位素属于单一信息源，无论水溶烃碳同位素，还是 ΔC 碳同位素，其组成均与油气成因类型有关，所以是一项较好参数。其它参数由于受到各种地质因素干扰，其应用效果受到一定限制，但这些参数在不同地区，由于地质条件不同，其使用效果有差异。

一、近地表化探异常及油气藏模式特征

油气藏的烃类不管以什么方式向上迁移，最终总是在地表以各种类型和不同强度的背景和异常表现出来。

1. 背景和异常的级别及强度

深部油气藏的烃类微渗漏在地表的背景和异常，一般认为可以划分为三个等级。

1)全区的背景值

含油气盆地或坳陷、凹陷的背景值比非含油气盆地高出许多。由于地区和地质条件不同

及地下油气性质的差别，同样是含油气盆地，其背景值往往也差别很大。

2)油气聚集带上的高背景值

在不同盆地或同一盆地的不同油气聚集带上，背景值的大小也表现出很大的差别。

3)油气藏上方的异常

同样，根据油气本身的特点，包括油气藏的类型、封闭或渗漏条件、油气性质等情况的不同，异常值会有很大的变化，并表现出很强的区域局限，在地区之间往往缺乏可比性。

异常强度通常用衬度来表示，就是异常的平均值除以异常的下限值。多数油气藏上方的异常属于低到中等衬度的异常。特别高的异常值恰恰表明油气藏的破坏和散失严重。我们可以通过分析异常的衬度，在平面上确定地表化探异常区域，并根据其它地质特征最终确定有利的油气勘探目标(图 6—15)。

2.近地表化探异常及油气藏模式特征

各种类型油气藏上方的烃异常模式，一般归纳为三种类型：

1)线状或串珠状异常

如图 6—16，一般认为这种异常与切割地下油气藏的断层、断裂系统有关，表示某一强渗漏带。

2)顶端块状异常

如图 6—17。人们一般把这种异常看作是小型油气藏的反映，或者由油气藏内部或其上部断层和断裂带所引起。

3)边缘环状和半环状晕圈异常

如图 6—18。半环状的晕圈一般认为反映地层或岩性尖灭油气藏。

环状异常一般认为是大型背斜型油气藏的反映，而且与油气田的范围大体相似。至于其成因机理，目前仍众说纷纭。一种意见认为，这可能是油气藏周围的环状断裂所致，如盐丘、泥火山、火山岩等刺穿构造(图 6—19)。但应该指出，大多数正常的背斜油气田并没有发育这种环状断层。因此，这种解释具有很大的局限性。

另一种意见认为生物化学作用的结果。在没有细菌的作用时，大型背斜型油气田上方也呈块状异常。当油气藏上方最先接受自下而上垂直迁移来的油气时，也最先形成了适宜于烃类氧化菌生长发育的环境，从而逐步消耗大量的微渗漏烃类。细菌的活动总是由顶端效应的中心向边缘逐渐减弱。当垂直迁移的烃类与细菌消耗的量达到平衡时，地表环状烃异常就会稳定下来。这种假设目前也只有个别的资料能予以证实，它无法解释为什么边缘环圈内余下的渗漏烃不被细菌吃掉。

上方屏蔽效应是另一种假设。这种意见认为深部流体携带矿物和烃类，在垂向迁移过程中与上覆地层发生作用形成次生矿物，封堵了垂向迁移的通道，从而使继续迁移的烃类只好遇回于边部渗漏。这种假设难以令人信服的是，遇回渗漏的通道同样可以被封堵，最终只能导致微渗漏的停止。

再有一种认识是，具有气顶的油气藏因为气顶内气压很低，引起地下的气态烃向圈闭中心运移，而不是由圈闭内向上垂直迁移。而油气田边缘的气态烃和轻质烃，除了向中心运移外，还可以垂向迁移，结果在油气田上方就形成了环状异常。美国得克萨斯州三叠盆地中的黄屋溪油田是这种假说的实际例子。

二、烃类微渗漏及其地表异常的影响因素

前面已分析了地表化探异常及其所反映的油气藏模式特征，这些研究成果对勘探有重要

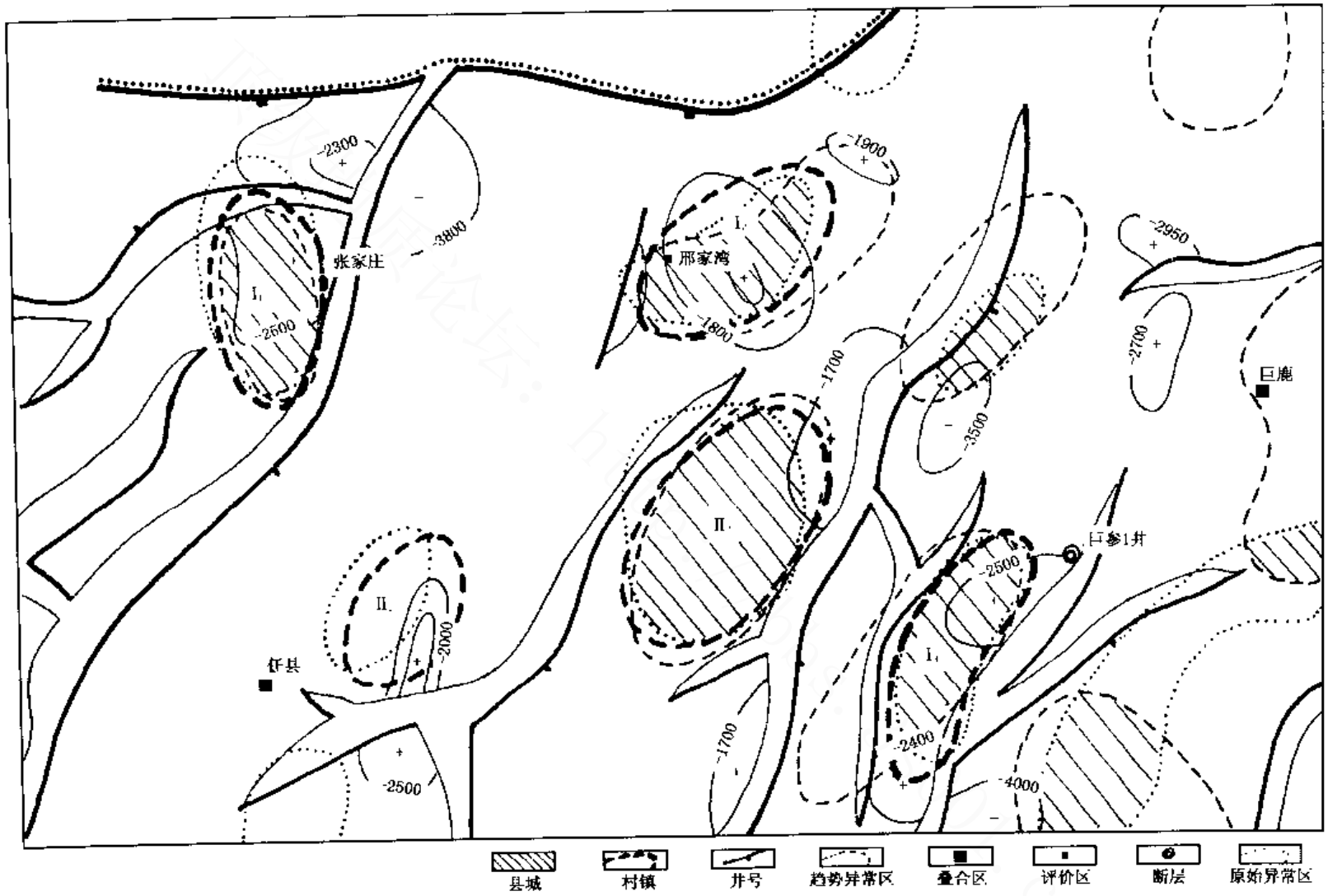


图 6—15　冀南坳陷巨鹿地区油气化探综合异常地质评价图

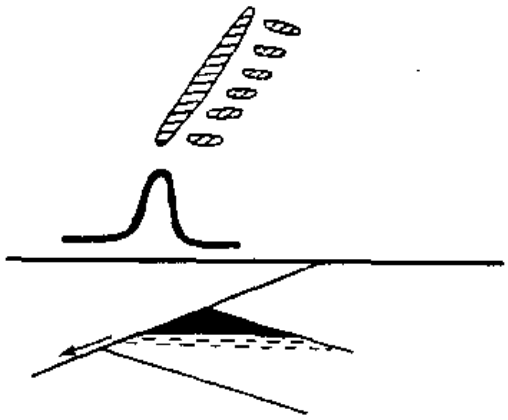


图 6—16 烃类线状(或串珠状)强异常示意图

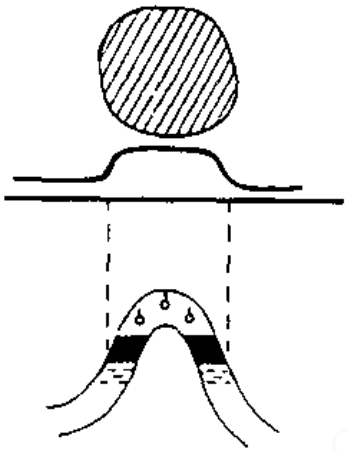


图 6—17 烃类顶端效应(块状异常)示意图

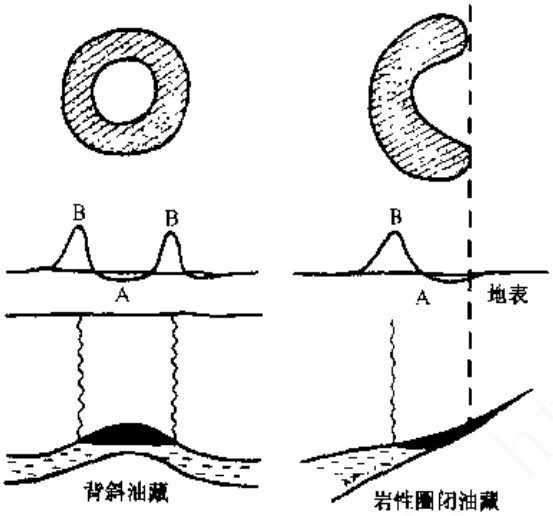


图 6—18 晕图效应的简化模式

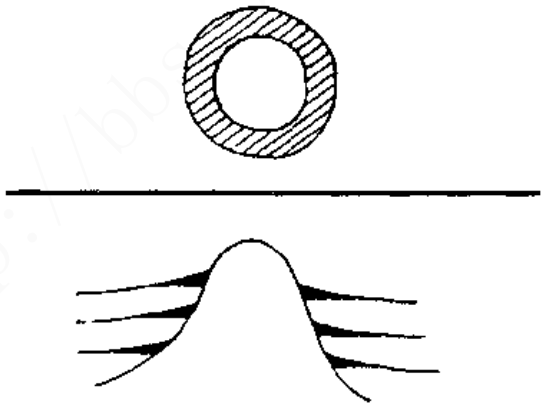


图 6—19 烃类环状断层效应示意图

的指导作用。但是必须充分地认识到油气地表化探异常的影响因素很多。这些因素将影响我们对地下油气藏的客观认识。因此在实际勘探和研究中都必须高度重视,排除这些干扰因素,以正确地指导油气勘探。

1.烃类微渗漏的影响因素

1)动力体系

油气藏内部的烃类向上迁移的重要条件之一,是动力体系的存在,包括地层静压力和静水压力。对于水动力迁移和渗滤迁移,这是除了通道条件以外,能够决定迁移速率和迁移规模特别重要的因素。

2)通道条件

除动力体系以外,油气藏上覆地层的通道条件,是影响烃类微渗漏的另一重要因素。在沉积剖面上,地层良好的孔隙度和渗透性能以及断层、裂隙系统、假整合面、不整合面和各种刺穿构造与围岩接触界面等,都可以成为良好的微渗漏通道,同样可以决定渗漏的速率和规模。在自然界,沿断裂或剥蚀的古隆起地区,常表现为烃类的强渗漏带。

3)油气性质

在具有相同或相似动力体系和通道的条件下,油气的性质对微渗漏的速率和规模影响相

当大。重质油的高碳数烃类分子由于活性差、极性大，不易迁移，而更多地被地层色层效应所吸附。有时在迁移中被氧化变成沥青或更重的原油，堵塞通道，甚至形成遮挡，对烃类的微渗漏起到抑制或停止的作用。而气态烃和轻质烃则活性大、极性小，能够比较顺利地穿透上覆沉积盖层。所以，在富含天然气和轻质油的地区，往往发现很高的烃类背景值和异常值。

4)地温条件

温度是影响烃类微渗漏的重要因素之一。温度的升高一方面使烃类分子的活性增大，使迁移的速度加快；另一方面，由于油气藏内部温度的升高，无疑会使轻质烃和气态烃增加，从而使整个微渗漏的规模变大。因此，地温梯度大的含油气盆地，总体上微渗漏的强度要大一些。

5)地球化学屏蔽效应

据研究，含煤层系、盐岩层、喷发岩、常年冰冻的岩层等，对烃类都有很大的吸附和屏蔽能力，且具有选择性的可渗透性能，故对丁烷以上的烃类有明显的遮挡作用。如果油气藏上方发育和分布有以上几种岩系，那么，微渗漏将会受到抑制。

2.地表异常的影响因素

1)地表岩性

岩性对地表化探异常有较大的影响。第四系表层沉积具有明显的不均一性，而且化探样品也不可能在同一岩性分布区采集，这样就难以避免岩性的干扰。据研究，岩性不同，其吸附烃的容量也就不同，一般按粘土—粉砂岩—砂岩—石灰岩的顺序渐次降低。碳酸盐岩对烃类的吸附能力比砂岩要小1～2倍。对于同一种矿物，吸附容量随其粒度变细而增加。如蒙脱石颗粒从5～8mm变到0.25～0.5mm时，它对甲烷的吸附容量由10.9cm^3/kg增加到23cm^3/kg。但应该指出，根据我们的研究，这种正相关关系亦是有条件的，只有当微渗漏的烃类浓度达到某一临界值以后这种关系才存在。当浓度小于临界值时，烃类的吸附容量就与岩性和颗粒大小没有关系，而只与浓度本身有关。

2)地貌地形

不同的地貌影观对化探异常的影响是明显的。如山地、丘陵和平原、河流水系、正常的平原和沙漠、固定沙漠与流动沙漠，都可能使地表化探异常值和形态特征有所不同。沙漠中的砂粒对烃类的吸附量较小，因此这种地貌中的烃异常值多数偏低。有的流动沙漠区，可能就难以圈出有效的烃异常。

即使在平原区内部，由于次级地貌单元的差异，烃类异常也往往表现出很大的差别。由于烃类溶于流体的容量远大于岩石或土壤的吸附容量，所以河流水系上游的高含量的烃源溶于水介质，就可能形成沿水系流向分布的烃类强异常带，并掩盖沿途的烃异常，或造成异地烃源异常的假象，给解释带来困难。

3)气候、湿度效应

一般地说，地表化探跨气候带的情况极少，但跨季节的情况则经常遇到。不同季节气温的高低，对烃类有一定的影响。因此，区域性化探的取样最好在同一季节进行，或者取样深度选在接近恒温附近，避免温差的干扰。

岩石或土壤的湿度对烃异常也有影响。一般潮湿的土壤和岩石会降低对烃类的吸附。对于高含烃水介质的浸染，则可能是另一种情况。因此化探工作应尽量避免在雨季进行。

4)生物的干扰

近地表的土壤和水介质中常发育烃类氧化菌。这种菌类依靠烃类发育繁殖，往往具有很强的耗烃能力。据研究，一个烃类氧化菌在一小时内可以消耗$2\times10^{-13}-5\times10^{-12}$mL的甲

烷和丙烷气体。由于烃氧化菌的作用，可以使土壤、岩石或地下潜水中的甲烷和乙烷以上的重烃急剧降低，或者使烃类的组分发生重大的改变，或者消耗掉全部垂向迁移上来的烃气。

油气藏上方的植被是另一种生物干扰因素。这种植物可分为厌烃和喜烃两种。厌烃类植物的生长往往受到烃类的抑制，产生病变枯死等现象。植物对烃分子的排它性，有可能在其根系发育的土壤中，使烃异常值升高。相反，喜烃类植物受到烃类的刺激，生长更为茂密。由于其根系将烃类分子吸收为自己的养料而消耗一部分烃类，所以在这些植被发育区有可能使烃类异常值相应有所降低。

5)人为的污染

人为的污染往往是多种多样的，呈现复杂的情况。如油气田的勘探与开发中的污染，厂矿企业特别是输油管道和油库以及石油化工厂的干扰，农田的农药和化肥的使用造成的污染等。因此，化探工作应尽量避免在严重人为污染区进行。即使不得已必须进行时，也应采取相应措施，尽可能排除或减少干扰的程度。例如采用深层取样，避开表面的污染；分析时区别污染物和微渗漏的烃类；异常解释时，根据异常的形态、模式特点，去伪存真等。只要工作认真细心，仍可获得一定的效果。

第七章　储集层烃类及油藏地球化学测试技术与应用

第一节　储集层烃类检测与应用

在前述的方法中已系统地介绍了有关油气的生成、运移、聚集及保存的分析测试技术及应用。但是油气勘探的最终目的还是发现油气层并最终开发出油气来，因此储集层烃类的直接检测在油气的发现过程中具有重要的意义。目前随着油气勘探技术的发展，储集层含油性检测的方法已有很多，有的在井场直接检测，有的在实验室完成。实验室确定岩石样品是否含有油气，主要是用现代化的分析测试仪器段，检测岩石中是否含有烃类以及烃类的含量与组成。下面主要介绍实验室进行的岩屑罐顶气轻烃分析技术和岩石热解分析技术。

一、岩石热解技术检测储集层烃类技术

1. 岩石热解技术确定砂岩储集层含油气特征

石油和天然气均是不同碳数烃类的混合物。我们常称的干气、湿气、凝析油、轻质油、中质油其实就是不同碳数烃类的比例不同，含碳数小的烃多则油轻，含碳数大的多则油重。天然气的烃类组成为 $C_1 \sim C_7$，凝析油为 $C_1 \sim C_{15}$，轻质油为 $C_1 \sim C_{25}$，中质油为 $C_1 \sim C_{35}$，重质油为 $C_{12} \sim C_{50}$。碳数不同的烃类从液态热蒸发为气态所需温度不同。通常碳数越少热蒸发温度越低，而碳数越大则热蒸发温度越高。可以确定不同的含油气组分与含量。砂岩样品含油显示识别相对容易，因为砂岩中一般很少有沉积有机质存在，基于油气组分在不同温度下恒温热蒸发分离的原理，北京勘探开发科学研究院实验中心经过近十年的潜心研究，对全国数万个含油气样品的分析测试、发明了储油岩热解分析方法。该方法用岩石热解仪直接测定岩石样品中烃的含量，并进而确定储油岩。按以下的分析步骤确定不同的含油气组分。

(1)用加热 90℃ 的氮气吹岩样 2min，把岩样的天然气($C_1 \sim C_7$)吹出，出天然气峰(S_0 峰)。

(2)岩样被送入热解炉内，在 200℃ 炉温下恒温 1min 出汽油馏分峰(S_1 峰)。

(3)从 200℃ 程序升温(50℃ /min)至 350℃，在此温度下恒温 1min 出煤油 + 柴油峰(S_2 峰)。

(4)继续程序升温至 450℃，在此温度下恒温 1min 出蜡 + 重油峰(S_3 峰)。

(5)继续程序升温至 600℃，在此温度下恒温 1min 出胶质沥青质热解烃峰(S_4 峰)。

根据上述不同组分含量不同可以确定含油的特性：

(1)凝析油指数 P_1：

$$\frac{S_1}{S_0 + S_1 - S_2 + S_3} > 0.9 \text{ 为凝析油}$$

(2)轻质原油指数 P_2：

$$\frac{S_1 + S_2}{S_0 + S_1 + S_2 + S_3} > 0.9 \text{ 为烃质原油}$$

(3)中质原油指数 P_3：

$$\frac{S_2+S_3}{S_0+S_1+S_2+S_3}=0.5\sim0.8\text{ 为中质原油}$$

(4)重质原油指数 P_4:

$$\frac{S_3+S_4}{S_0+S_1+S_2+S_3+S_4}=0.5\sim0.8\text{ 为重质原油}$$

通过前面的分析,可以确定砂岩样品中所含油气的性质。但在油气勘探中只有达到一定的含油气量的岩层,才具有勘探开发价值。因此在发现砂岩中有油气以后还要确定其含油的级别。在长期的钻井勘探过程中,钻井录井已有一套岩屑含油级别的划分标准(表 7—1),主要是从含油饱满程度、颜色、气味、油脂感以及滴水试验来确定。这是从定性的角度来确定的,没有定量的概念。这些年用岩石热解烃量,结合岩石孔隙度的办法,计算岩石的含油饱和度,通过不同含油饱和度范围的热解总烃量 ST(mg/g)与孔隙度 ϕ_c(%)关系图版(图 7—1)来确定含油的级别。

表 7—1 含油级别的划分和描述内容

定 名	含油面积与岩石总面积百分比	含油饱满程度	颜 色	油脂感	气 味	滴水试验
饱含油(油砂)	>95	含油饱满,均匀、颗粒之间充满原油,颗粒表面被原油糊满,局部可见不含油的斑块、团块和条带	棕、棕褐、深棕、深褐、黑褐色,看不到岩石本色	油脂感强可染手	原油芳香味浓,刺鼻	呈圆球状,不渗入
含油	70—95	含油较饱满、较均匀、含有较多的不含油的斑块、条带	棕、浅棕、深棕、黄棕色,不含油部分见岩石本色	油脂感较强,手捻后可染手	原油芳香味浓	呈圆珠状,不渗入
油浸	40—70	含油不饱满、油浸呈斑块、条带状,不均匀分布	浅棕、黄灰、棕灰色,含油部分不见岩石本色	油脂感弱一般不染手	原油芳香味淡	含油部分滴水呈馒头状
油斑	5—40	含油不饱满、不均匀,多呈斑状、条带状含油	多呈岩石本色,以灰色为主	无油脂感不染手	原油味很淡	含油部分滴水呈馒头状或缓渗
油迹	<5	含油极不均匀,肉眼难以发现含油显示,用有机溶剂溶释后,可见棕黄、黄色荧光	为岩石本色	无油脂感不染手	能嗅到原油味	滴水缓渗或渗入
荧光	无法估计	荧光系列对比在 7 级以上	为岩石本色或微带黄色	无油脂感不染手	般嗅不到,个别有原油味	渗入或呈馒头状

关于岩石含油饱和度的计算,经过计算推导,计算公式如下:

$$S_0(\%)=\frac{S_T}{d_{油}}\times\frac{d_{砂岩}}{\phi_c}\times10 \qquad (7—1)$$

式中 S_0——含油饱和度,%;

S_T——岩石热解总烃量,mg/g;

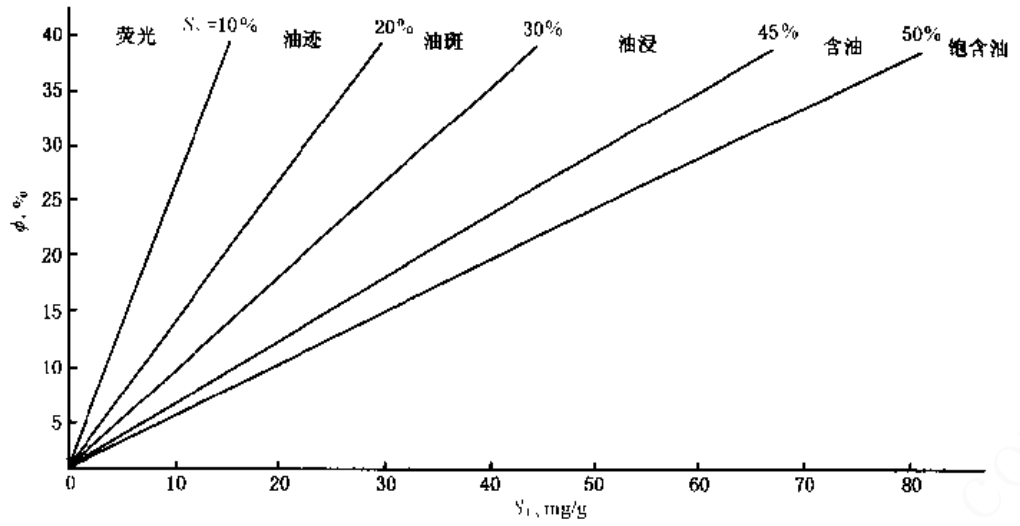


图 7—1　中质原油储集层含油级别划分图版(邹立言,1996)

$d_{砂岩}$——砂岩密度,一般取 2.3g/cm^3;

$d_{油}$——原油密度;

ϕ_e——有效孔隙度;

10——换算系数。

值得特别重视和研究的是现今测得的岩石热解总烃量($S_0+S_1+S_2+S_3+S_4$)并不代表和反映最原始的总含烃量。曾经做过实验,含有中质原油的岩样在 18℃下,空气中放置 24h 后,S_0 损失 100%,S_1 损失 40%,S_2 损失 20%,只有 S_3 和 S_4 没有损失,随着时间的加长,S_1 及 S_2 将会更一步变化。所以在计算含油饱和度时都必须进行烃类损失补偿。

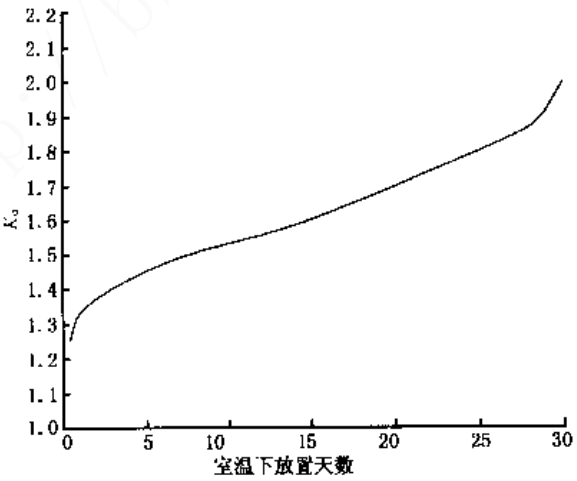


图 7—2　含中质油下样烃类恢复系数 K_d 与放置时间关系

北京勘探开发科学研究院实验中心对全国不同油田的不同性质含油样品进行了数以万计的实验,编制了钻井干样轻烃损失恢复系数(K_d)与放置时间的图版(图 7—2)。我们根据岩屑中所含原油性质和在室温条件下放置时间从图版上可查出恢复系数(K_d),并根据轻烃补偿系数可计算恢复补偿后的含油气量 S_T(mg/g),公式如下:

$$S_T = K_d[K_{w1}(S_0+S_1)+K_{w2}S_2]+K_2S_3+S_4+R_0 \qquad (7—2)$$

式中　S_T——恢复补偿后岩屑所含的总烃量,mg/g;

S_0——岩屑中天然气量,mg/g;

S_1——岩屑中油的汽油组分含量,mg/g;

S_2——岩屑中油的煤油及柴油组分含量,mg/g;

S_3——岩屑中油的蜡及重油组分含量,mg/g;

S_4——岩屑中油的胶质及沥青质含量,mg/g;

K_{w1}——轻烃损失恢复补偿系数;

K_{w2}——重烃损失恢复补偿系数；

R_0——残余烃，mg/g。

通过上述方法，就可以确定出岩石的含油性质及含油级别。对一套储集层而言，研究人员们更关心的是储油层的级别。一般说来，含油级别与储油层的特征密切相关，饱含油的上限为油层，饱含油的下限和油浸的上限为含油水层、荧光为水层或干层。我们将其汇总如表 7—2，结合含油饱和度、孔隙度、原油性质、岩石热解烃量图版（图 7—3），就可最终确定其原始储油层性质和级别。

表 7—2　青藏高原砂岩地面样品含油显示判别标准

含油显示级别	饱含油	含　油	油　浸	油　斑	油　迹	荧　光
含油样品原始含油饱和度，%	>55	45～55	30～45	20～30	10～20	<10
含油样品原始储油性质	油　层	含水油层		油水同层	含油水层	不层或干层
氯仿抽提物，mg/L	>120	120～50			<60	
薄片鉴定	荧光鉴定发荧光。薄片裂隙中充填物电子探针分析 C 原子（70%，O/C 原子比）0.5 为含油显示					

2．用岩石热解技术确定碳酸盐岩储层含油气特征

1）基本方法

除直接发现液态石油和气苗外，碳酸盐岩在野外和室内含油的识别都较困难。因为碳酸盐岩既可作为烃源岩，也可作为储集岩存在。碳酸盐岩中含有烃类是原生的，还是它处运移充填而来的，这在勘探实践中具有不同的指导意义。因此用热解方法检测碳酸盐岩中存在的烃类可能既包括裂缝中运移而来的烃，也包括本身早期已生烃，同时也含有碳酸盐岩中干酪根中热降解的烃。为了区别碳酸盐岩中所含烃类是储集岩中的含油显示，还是烃源岩的有机质生烃。我们用热解法进行深入研究　研究表明，原油热蒸发烃高峰温度和干酪根热降解烃高峰温度具有明显的不同，岩石中干酪根热降解产烃高峰温度为 400～600℃，而岩石中原油热蒸发烃热解最高峰温度为 300～400℃。因此，通过干酪根的热解烃高峰温度和原油的热蒸发烃高峰温度差异可以区分碳酸盐岩中的烃是原油热蒸发烃还是干酪根的热解烃。对碳酸盐岩进行热解分析，如最高热解峰温 T_{max}<400℃，应为干酪根热解烃。T_{max}<400℃则含有运移烃。

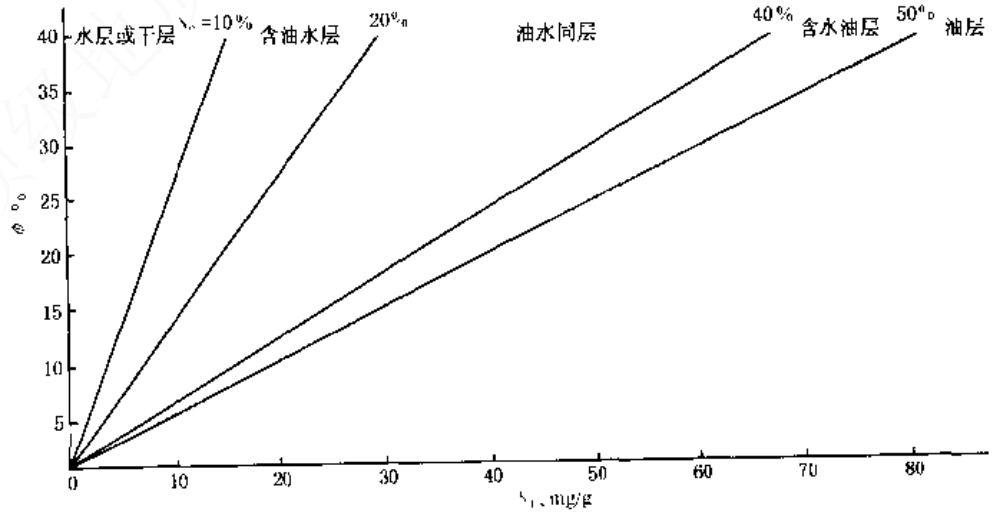


图 7—3　中质原油储集层性质划分图版（邹立言，1996）

对岩石干酪根热解的进一步研究表明，不同成熟度的干酪根在不同的热降解温度范围内的产烃量是不同的。低成熟度的干酪根在450～600℃范围内所产生的烃占总热解烃的5%～20%，而高成熟度的干酪根在此温度范围内所产生的热解烃占总烃的50%～70%以上，即无论何种干酪根，其高温区450～600℃区间产生的烃至少为5%，据此可以确定碳酸盐岩是烃源岩还是储油岩含油显示的判别指数 P。当 $P>0.05$ 时，碳酸盐岩为烃源岩，当 $P<0.05$ 时，碳酸盐岩所含烃为运移而来的烃。

$$P=\frac{S_4}{S_0+S_1+S_2+S_3+S_4} \tag{7—3}$$

碳酸盐岩极易产生裂缝，这是油气运移的通道和滞留的空间。其中的油气既可是异地运移而来的烃类，也可是自身生成烃类的早期残留物。对于碳酸盐岩要确定其是否含有运移而来的烃，关键是要看其中所含的烃量。对于同一个盆地类似碳酸盐岩，在成熟度基本相似的情况下，其烃源岩中游离烃（已生烃 S_1）应当基本一致。如果某一地区的碳酸盐岩中游离烃 S_1 远远高于该区域的背景值，则可以认为所含油气应有运移而来的烃。为了明显地进行区分，可将碳酸盐岩所含游离烃（S_1）高于区域背景值5倍的标准认为是运移而来的含油气显示，同时含油气显示应具有一定的量才具有意义，不宜太低（表7—3）。

表7—3　青藏高原碳酸盐岩样品含油气显示判别

指标	生油热解最高峰温 T_{max}，℃	储层热解指数 P	生油热解游离烃 S_1，mg/g	薄片鉴定
界限	<400	<0.05	S_1>区域平均值5倍 S_1>0.5	偏光下见黑色干沥青，荧光下发荧光

由于碳酸盐岩储集层属裂缝性储集层，同时裂缝性储集空间的不均一性严重，孔隙度也不是均一的，因此不好用前述砂岩的办法来判断其含油饱和度，进而进行含油显示级别的划分。可根据不同地质条件来确定。我们在研究青藏高原时考虑到地面碳酸盐岩进行了长期的风化剥蚀，认为在确实为含油显示的情况下，$S_1>2$mg/g 为好的含油显示，2～1mg/g 为中等含油显示，1～0.5mg/g 为差的含油显示，$S_1<0.5$mg/g 为非含油显示。

2）应用实例

青藏高原措勤盆地 $S_1$805 剖面 K_1l^1 中下部生油热解一般 $S_1>0.5$mg/g，而高值区集中在剖面底部 K_1 中，一般 $S_1>0.5$mg/g，该剖面平均值达0.5168mg/g，通过 S_1 与生油热解 T_{max} 峰温的关系分析表明（图7—4），S_1 峰高含量的样品对应着 T_{max} 的低值。$S_1>0.5$mg/g 的样品，除一个异常点外，其余全部生油热解 $T_{max}<390$℃，一般低于380℃。说明碳酸盐岩中 $S_1>0.5$mg/g 样品检测的烃类主要为热蒸发烃类。

为了进一步证实措勤盆地 $S_1$805 剖面碳酸盐岩中所含烃类是否为运移而来的烃，又用储油性判别的热解程序对 $S_1>0.5$mg/g 的样品和另两个 $S_1<0.5$mg/g 样品同时进行分析，结果如表7—4，$S_1>0.5$mg/g 的样品产烃组分主要在煤油和柴油区间范围内，含量占热解烃的98%以上（表7—4），而干酪根热降解烃一般不足总烃的1%。一般说来，烃源岩中残碳远高于已生烃碳，但是 $S_1>0.5$mg/g，这些样品已生烃碳却都远高于残碳，这也说明这些样品中接受了大量运移而来的油气，而同样的 $S_5$106 号样品 TOC 为0.24%，S_1 为0.05，其残碳却是已生烃碳的38.5倍，通过储油特征判别指数分析，$S_1>0.5$mg/g 的样品 $P<0.5$mg/g，而 $S_5$106 样 P 却高达0.30（表7—4）。说明 $S_1>0.5$mg/g 的这些样品接受了运移而来的油气，为含油样品。

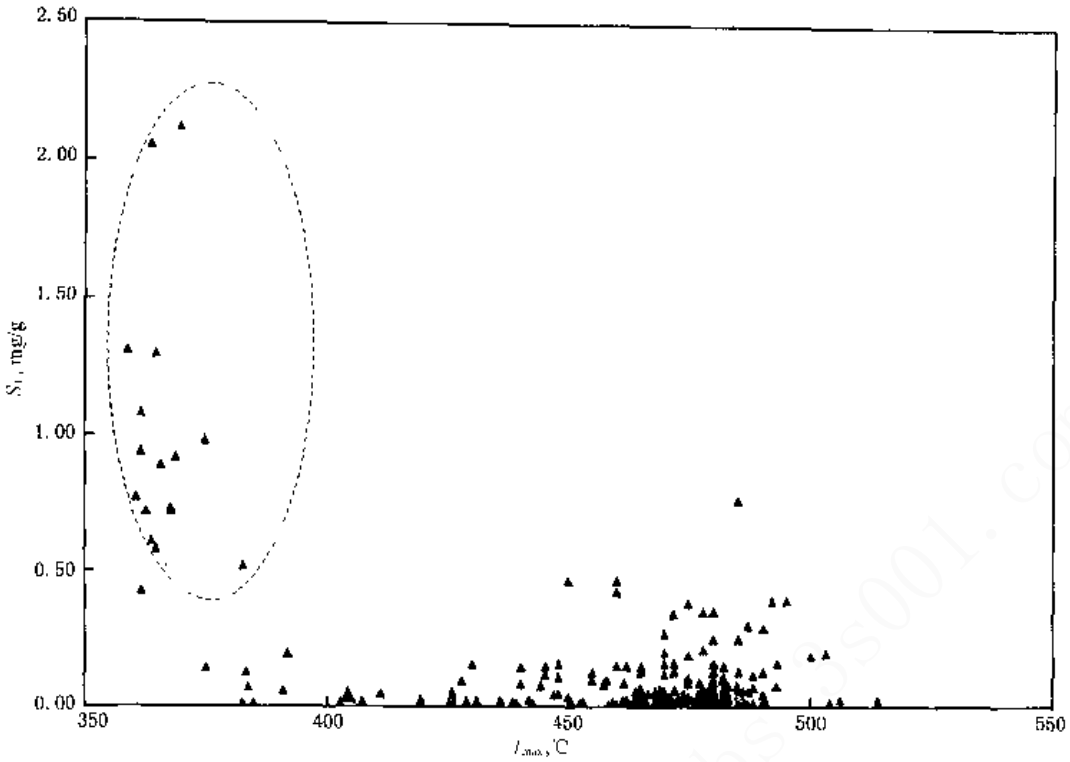


图 7—4　青藏地区措勤盆地白垩系石灰岩 T_{max} 与游离烃 S_1 关系图

表 7—4　碳酸盐岩储油岩、烃源岩判别

样　号	岩　性	有机碳 %	汽　油	柴油、煤油	蜡、重油	沥青质胶质	判别指数 P	判别结果
$S_1$805/2—1	石灰岩	0.39	0.12	1.91	0.19	0.04	0.02	储油岩
$S_1$805/1—1	石灰岩	0.36	0.12	1.68	0.20	0.04	0.02	储油岩
$S_1$805/3—1	石灰岩	0.25	0.10	0.97	0.12	0.03	0.02	储油岩
$S_1$805/14—1	石灰岩	0.22	0.05	0.78	0.07	0.02	0.03	储油岩
$S_1$805/13—1	石灰岩	0.19	0.05	0.76	0.09	0.03	0.02	储油岩
$S_1$805/11—1	石灰岩	0.21	0.05	0.66	0.09	0.02	0.03	储油岩
$S_1$805/22—1	石灰岩	0.21	0.04	0.57	0.05	0.02	0.04	储油岩
$S_1$805/7—1	石灰岩	0.29	0.04	0.87	0.16	0.04	0.04	储油岩
$S_1$805/25—1	石灰岩	0.24	0.03	0.45	0.07	0.02	0.04	储油岩
$S_1$805/12—1	石灰岩	0.14	0.03	0.36	0.05	0.02	0.04	储油岩
$S_1$805/17—1	石灰岩	0.20	0.03	0.37	0.10	0.02	0.04	储油岩
$S_5$106/1	石灰岩	0.24	0.01	0.04	0.02	0.30	0.30	烃源岩

除上述碳酸盐岩含油气显示特征外，我们认为油气的运移和聚集过程应具有一定的区域性，不会是几个孤立的样品才会有显示，同时总是同一定的构造相联系。基于以上考虑，我们系统分析了青藏措勤盆地碳酸盐岩样品，按生油热解程序分析样品 254 余块(图 7—5)。从图

7—5 可以看出，总的来讲碳酸盐岩游离烃和热解烃都比较低。68%的样品 $S_1<0.5mg/g$，95%的样品 $S_1<0.2mg/g$，S_1 平均值为 0.1316mg/g(图 7—5)。但值得注意的是有 3%的样品 $S_1>1.0mg/g$，最高可达 2.12mg/g，高于其它样品的 20～40 倍。仔细分析了这些 S_1 含量异常高的样品，都集中分布在 $S_1$805 剖面上，而且集中在 K_1L^1 地层样品中，这个剖面 35%的样品 $S_1>0.5mg/g$，平均值高达 0.5168mg/g(图 7—6)。如果去掉 $S_1$805 剖面进行统计(图 7—7)，211 个石灰岩样品中 97.6% $S_1<0.2mg/g$，S_1 平均值仅 0.0557mg/g。从储油热解谱图上可以看出，储油样品和烃源岩样品两者明显不同，储油样品煤油、柴油、蜡、重质油组分高，残余碳含量较低，而烃源岩则正好相反，主要为残余碳。这也说明 $S_1>0.5mg/g$ 这些样品确实是储油样品，接受了运移而来的烃。

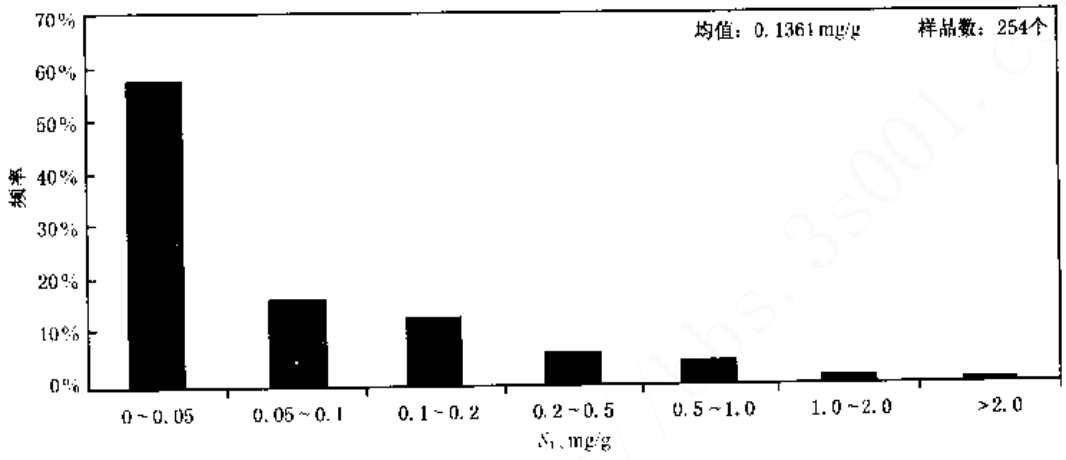


图 7—5　措勤盆地白垩系石灰岩游离烃频率分布图

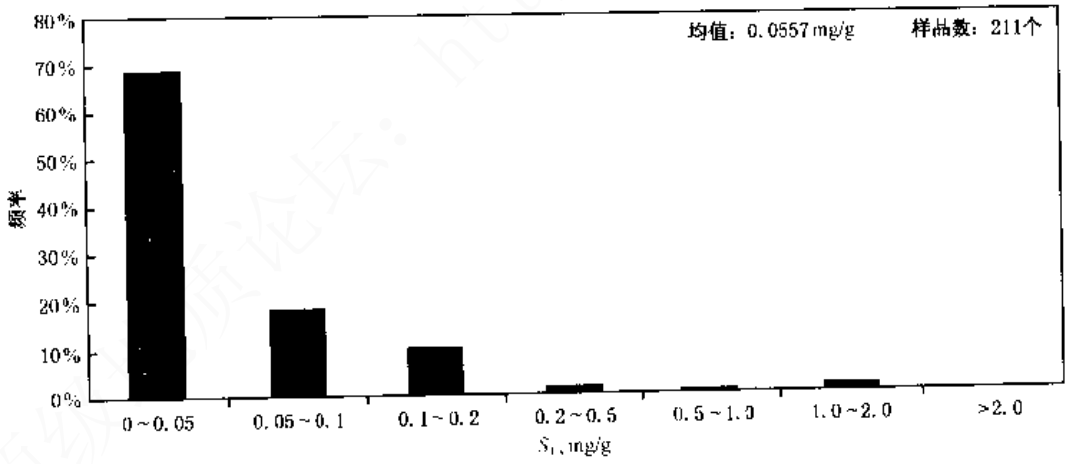


图 7—6　措勤盆地除 1805 剖面以外的石灰岩游离烃频率分布图

为了更进一步证实前述样品是含油样品还是非烃源岩样品，采用了两种热解试验。第一即为前述的热解分析，样品包含裂缝粉碎进行分析，得出数据如表 7—5。然后对同一样品仔细除去裂缝，挑选致密岩样进行分析(表 7—5)，从表 7—5 中看出不含裂缝的同一个样品油气组分显著下降，一般下降 50 倍，最大可达 198 倍。说明 $S_1>0.5mg/g$ 这些样品中的游离烃主要存在于碳酸盐岩的裂缝中。作为烃源岩来讲，碳酸盐岩裂缝中如果没有外来油气运移，它可能会略高一些，但不至于大到几十到几百倍的差别，本身产生的游离烃主要分散地被吸附在碳酸盐中。因此，上述热解试验说明，碳酸盐岩裂缝中充填了大量的油气，为含油气样品。

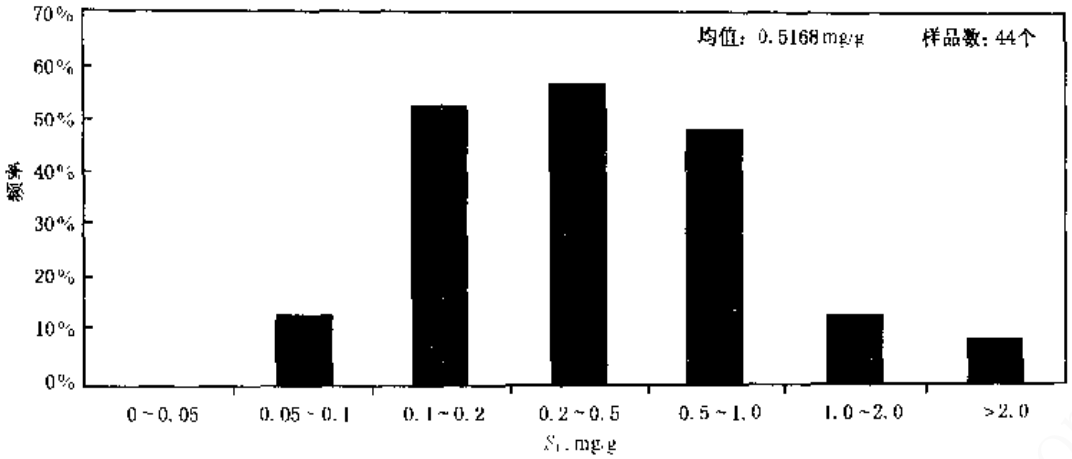


图 7—7　措勤盆地 1805 剖面石灰岩游离烃频率分布图

表 7—5　含裂缝和无裂缝碳酸盐岩储集层热解对比表

样品编号	层位	岩性	S_1(汽油)		S_{21}(汽油)		S_{22}(汽油)		S_{23}(汽油)	
			含裂缝	无裂缝	含裂缝	无裂缝	含裂缝	无裂缝	含裂缝	无裂缝
$S_1$805/1—1	K_1l	石灰岩	0.12	0.00	1.68	0.01	0.20	0.00	0.04	0.01
$S_1$805/2—1	K_1l	石灰岩	0.12	0.00	1.91	0.01	0.19	0.00	0.04	0.01
$S_1$805/3—1	K_1l	石灰岩	0.10	0.00	0.97	0.01	0.12	0.00	0.03	0.00
$S_1$805/7—1	K_1l	石灰岩	0.04	0.01	0.87	0.01	0.16	0.01	0.02	0.02
$S_1$805/11—1	K_1l	石灰岩	0.05	0.00	0.66	0.01	0.09	0.00	0.02	0.00
$S_1$805/12—1	K_1l	石灰岩	0.03	0.00	0.36	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00
$S_1$805/13—1	K_1l	石灰岩	0.05	0.00	0.76	0.01	0.09	0.00	0.03	0.00
$S_1$805/14—1	K_1l	石灰岩	0.05	0.00	0.78	0.01	0.07	0.00	0.02	0.00
$S_1$805/17—1	K_1l	石灰岩	0.03	0.00	0.37	0.00	0.10	0.00	0.02	0.00
$S_1$805/22—1	K_1l	石灰岩	0.04	0.00	0.57	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00
$S_1$805/25—1	K_1l	石灰岩	0.03	0.00	0.45	0.01	0.07	0.00	0.02	0.01

注：S_1、S_{21}、S_{22}、S_{23}单位为 mg/g。

荧光显微镜下观察表明，主要是在碳酸盐岩裂缝中发荧光，有的裂缝中偏光下可见黑色干沥青，荧光下发弱褐色荧光或不发荧光，说明风化氧化严重，所有这些都表明这些碳酸盐岩样品含有油气，且主要储存在碳酸盐岩裂缝中。

二、岩屑罐顶气轻烃气相色谱分析技术与应用

罐顶气轻烃实质上是岩屑(心)中的轻烃部分挥发后的"剩余轻烃"自然脱附的结果。罐顶气轻烃与储集层轻烃相比，轻烃组成(组分个数)相同，轻烃丰度大幅度减少，轻烃分布发生了较大变化。轻烃分布的变化主要体现在轻组分的相对含量减少、重组分的相对含量增加、而碳原子数相同的烃组分含量的相对高低保持不变，特别是对于结构和性质相似、沸点相近的烃类组分，由于它们的挥发速度是相近的，所以它们之间的比值仍将保持不变。因此罐顶气轻烃的丰度反映了地层油气的丰度，罐顶气轻烃的组成反映了地层轻烃的组成。罐顶气轻烃的分布不仅在一定程度上反映了地层轻烃的分布，而且在更大程度上反映了轻烃逸散和挥发的速度，即地层油气的活跃程度。因此，可根据罐顶气轻烃的丰度、组成、分布来判别油气水层。

1.罐顶气轻烃气相色谱分析方法

1)气相色谱仪

罐顶气轻烃是由气相色谱仪分析的，该气相色谱仪必须具备的基本配置：三气路流量控制、六通进样阀、分流/不分流进样口、毛细管色谱柱内涂非极性固定液（如 OV—101 等），50m×0.22mm，柱效大于 3000 理论极/m，或能较好地分离 $C_1 \sim C_7$ 各组分的其它柱型。FID 检测器及色谱工作站。

主要分析条件为：

起始温度：≤35℃；　　前恒时间：5～8min；

升温速率：4～8℃；　　终止温度：120～180℃；

汽化室温度：150～200℃；　　分流比：20∶1～100∶1；

进样量：1～2mL。

2）仪器分析原理

罐顶气注入气相色谱仪后，在载气的携带下，进入装有固定相的毛细管色谱柱，此时烃组分分子与固定相发生吸附或溶解，那些性能结构相近的组分分子在两相间反复多次分配，从而使混合样品中的轻烃各组分得到完全分离。分离后的各组分依次进入 FID 检测器，检测出的信号由色谱工作站接收并处理。

3）取样方法

罐装样按罐内所装物质分为岩屑罐装样和岩心罐装样两类，由现场地质人员负责采集。岩屑罐装样的取样位置有振动筛前和振动筛后两种，其具体捞样数量为：岩样（振动筛前所取的是岩屑和泥浆的混合物，振动筛后所取的仅为岩屑）约 80%，清水 10%，顶部空间 10%。迅速取 300～1000g 岩样装入罐内，加水密封。罐装样密封后，要检查是否漏水，试漏后合格，贴上标签并倒置存放，填写送样清单，装入专用岩心盒，送实验室分析。

实验室在收到罐装样开始分析时，首先振动罐体 1min，静置 10min。然后在罐顶用粘合剂贴一小块橡胶垫，用粗针在像胶垫处打眼。用注射器将适量清水注入罐中。最后用注射器取气后将气注入气相色谱仪分析。

4）罐顶气轻烃分析结果

罐顶气中的轻烃是指石油中常见的 $C_1 \sim C_7$ 烃组分，它包括 7 个正构烷烃、13 个异构烷烃、8 个环烷烃、1 个芳香烃（苯）共 29 个单体组分，结果见图 7—8、表 7—6。

2. 罐顶气轻烃在储集层含油气评价中的应用

1）评价指标

（1）轻烃组分组成（个数）。

正常地层原油中 $C_1 \sim C_7$ 有 29 个组分，其中 2,2—二甲基戊烷、2,2,2—三甲基丁烷等由于含量很低，罐顶气轻烃分析很难检测到。罐顶气轻烃组分检测出的个数，取决于储集层原油饱和度和原油中轻烃的含量，轻烃组分个数越多，储集层含油可能性越大；轻烃组分个数很少时，指示储集层不含油。

（2）C_1% 和（C_1+C_2）%。

C_1% 和（C_1+C_2）% 分别代表甲烷、甲烷和乙烷的相对质量百分含量。由于罐装样罐装前存在烃类逸散和挥发作用，而这种作用的程度与储集层物性密切相关。所以这两项指标的高低在某种程度上反映了储集层物性的好坏。因此，利用 C_2% 和（C_1+C_2）% 指标可以定性判别储集层物性，即 C_1%、（C_1+C_2）% 越小，储集层物性越好储集层产油的可能性越大；C_1%、（C_1+C_2）% 越大，储集层物性越差，储集层为干层的可能性越大。

（3）轻烃丰度指标：$\sum(C_1 \sim C_4)$、$\sum(C_5 \sim C_7)$、$\sum(C_5 \sim C_7)/\sum(C_1 \sim C_4)$。

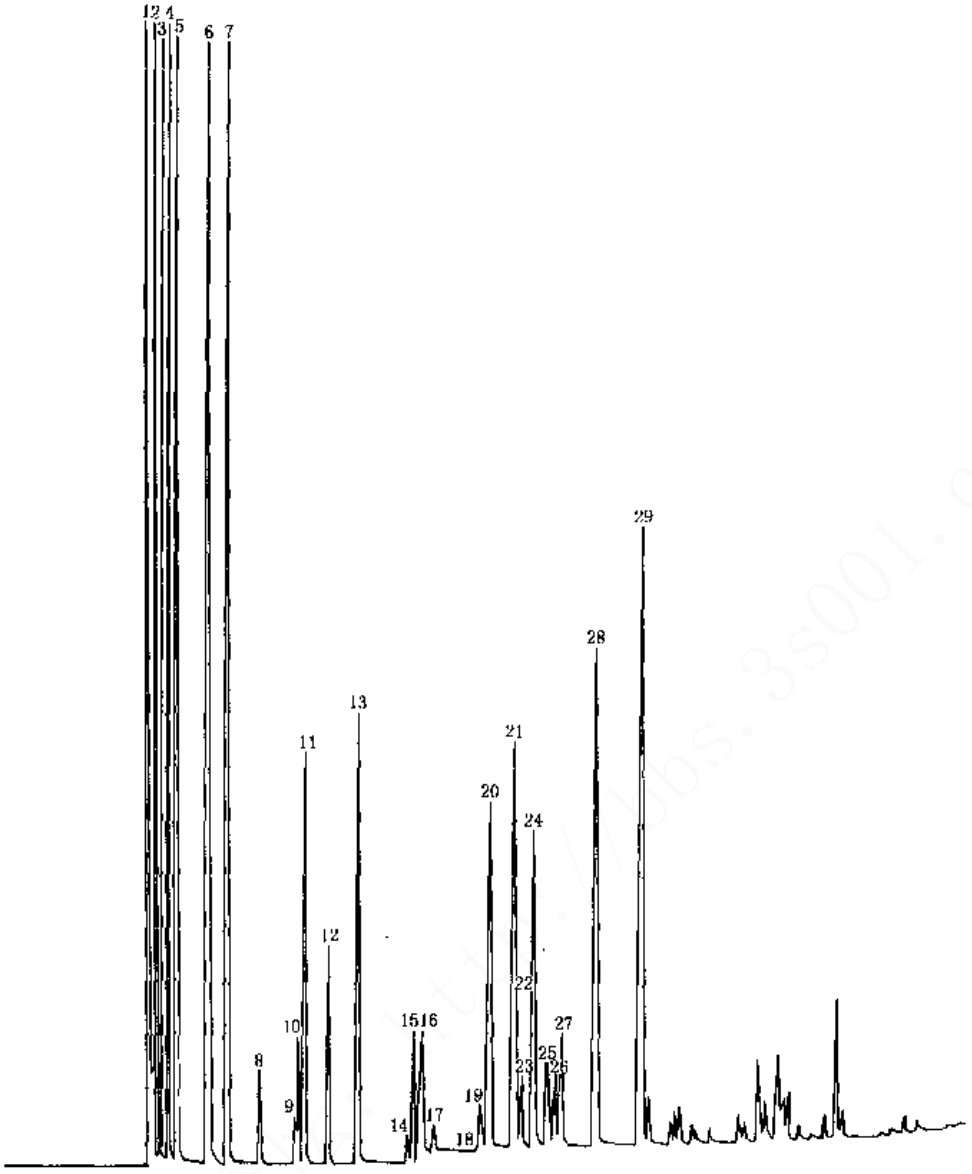


图 7—8　罐顶气轻烃气相色谱图

没有显示的储集层中可能含有水溶气和较多的游离气，这类样品罐顶气轻烃表现为$\sum(C_1\sim C_4)$较大，$\sum(C_5\sim C_7)$很小；而油显示层罐顶气中$\sum(C_1\sim C_4)$、$\sum(C_5\sim C_7)$均较大。因此，$\sum(C_1\sim C_4)$、$\sum(C_5\sim C_7)$，特别是$\sum(C_5\sim C_7)$是判断储集层是否具有油气显示的前提条件。需要指出的是$\sum(C_1\sim C_4)$和$\sum(C_5\sim C_7)$并不与油层质量成正比，孔渗性较差的油层，其$\sum(C_5\sim C_7)$值可能更大，这仍然是储集层物性差的样品的轻烃逸散挥发少的缘故。$\sum(C_5\sim C_7)/\sum(C_1\sim C_4)$反映了储集层中液态轻烃与气态轻烃之间的关系，该比值越大，指示储集层产油的可能性越大。

(4)C_6族组分指标。

轻烃中的C_6族组分包括一个正构烷烃、二个环烷烃、一个芳香烃(苯)、四个异构烷烃共8个组分，具有种类全、相对含量高的特点。C_6中各类烃组分的相对百分含量与储集层流体性质有密切关系。随着地层中油水比例的降低，苯从出现到不出现，苯指数、正构烷烃相对质量百分含量逐渐降低，异构烷烃、环烷烃的相对质量百分含量逐渐增加，而且异构烷烃增加的速度要比环烷烃快，C_6各类烃之间的比值更能确切地反映储集层流体性质，如苯指数、iC_6/nC_6、

表 7—6 罐顶气 C_1～C_7 轻烃组分表

峰编号	组分名称	对应符号
1	甲烷	C_1
2	乙烷	C_2
3	丙烷	C_3
4	异丁烷	iC_4
5	正丁烷	nC_4
6	异戊烷	iC_5
7	正戊烷	nC_5
8	2,2—二甲基丁烷	$2,2—DMC_4$
9	环戊烷	CC_5
10	2,3—二甲基丁烷	$2,3—DMC_4$
11	2—甲基戊烷	$2—MC_5$
12	3—甲基戊烷	$3—MC_5$
13	正己烷	nC_6
14	2,2—二甲基戊烷	$2,2—DMC_5$
15	甲基环戊烷	MCC_5
16	2,4—二甲基戊烷	$2,4—DMC_5$
17	2,2,3—三甲基丁烷	$2,2,3—TMC_4$
18	苯	Bz
19	3,3—二甲基戊烷	$3,3—DMC_5$
20	环己烷	CC_6
21	2—甲基己烷	$2—MC_5$
22	2,3—二甲基戊烷	$2,3—DMC_5$
23	1,1—二甲基环戊烷	$1,1—DMCC_5$
24	3—甲基己烷	$3—MC_6$
25	1,顺 3—二甲基环戊烷	$1,c,3—DMCC_5$
26	1,反 3—二甲基环戊烷	$1,t,3—DMCC_5$
27	1,反 2—二甲基环戊烷	$1,t,2—DMCC_5$
28	正庚烷	nC_7
29	甲基环己烷	MCC_6

iC_6/CC_6。三个参数中，苯指数与储集层流体性质对应关系最好。

2)评价标准

岩屑罐装样与岩心罐装样差别较大，岩屑罐装样岩性混杂，破碎程度大；岩心罐装样则岩性单一，完整性好，因而岩心罐顶气轻烃指标的定量要比岩屑罐顶气准确得多。另外罐装样取样前，岩心和岩屑在井筒中经历的时间不一样长，轻烃挥发程度也就不一致，因此在利用罐顶气轻烃录井资料评价储集层时，要将岩心、岩屑区别对待，制定不同的评价标准。另外，岩屑罐装样是混合样品，当取样深度位于生油门限深度之下时，由于生油岩具有生烃能力且自身吸附了一定量的轻烃，就使得岩屑罐顶气中的轻烃同时包含了来自生油岩岩屑和储集层岩屑中的

轻烃，造成了生油岩岩屑中的轻烃对储集层的“污染”；而当取样深度位于生油门限深度之上时，由于生油岩不具备生烃能力且自身吸附的轻烃量很低，岩屑罐顶气中的轻烃就可以看成仅来源于储集层岩屑。因此在利用岩屑罐顶气轻烃录井资料评价储集层时，应根据储集层所在深度的生油岩成熟情况，制定不同的评价标准。此外，不同地区油气性质也不一样，因此在制定罐顶气轻烃判别含油气层时一定要根据不同的取样方法和不同地区的地质条件确定判别标准。下面列出了胜利油田油气水层评价标准(表 7—7、表 7—8)。

表 7—7　岩屑罐顶气轻烃录井油水层评价标准

	组分个数	C_1%	(C_1+C_2)%	$\sum(C_5-C_7)$	$\sum(C_1-C_4)$	$\frac{\sum(C_5-C_7)}{\sum(C_1-C_4)}$	苯	iC_6/nC_5	iC_6/CC_6	正庚烷
油　层	22～29	<20	<30	>400	>800	0.08～2.5	出　现	1.0～2.0	0.6～1.2	出现
油水同层	20～27	<20	<30	>400	>800	0.06～1.5	可能出现	2.0～4.0	0.5～1.0	可能出现
含油水层	15～22	25～45	35～60	100～1000	600～2500	0.01～0.06	不出现	3.5～6.0	0.3～0.6	不出现
干　层	17～24	40～90	50～95	300～1500	>2000	0.01～0.08	可能出现	0.8～1.8	0.8～1.5	可能出现

表 7—8　岩屑罐顶气轻烃录井油水层评价标准(样品处于生油岩成熟区)

	组分个数	C_1%	(C_1+C_2)%	$\sum(C_5-C_7)$	$\sum(C_1-C_4)$	$\frac{\sum(C_5-C_7)}{\sum(C_1-C_4)}$	苯	iC_6/nC_5	iC_6/CC_6
油　层	23～29	<40	<55	>500	>1000	0.05～2.0	出　现	1.2～2.2	0.8～1.5
油水同层	22～27	<40	<55	>500	>1000	0.04～1.0	可能出现	2.0～4.5	0.6～1.0
含油水层	20～25	40～60	45～70	300～1000	800～2500	0.01～0.0	不出现	4.0～6.0	0.4～0.6
干　层	17～25	50～90	55～95	400～1500	>2000	0.01～0.08	可能出现	1.0～2.0	1.0～1.8

第二节　油藏地球化学分析技术与应用

一、同位素测年技术及在成藏史分析中的应用

1. 自生伊利石 K—Ar 法测年技术及生油气成藏史研究中的应用

油气勘探地质评价的目标是准确认识油气藏形成和分布规律，成藏期和成藏史是其中一个核心问题。成藏期实际上是烃类流体聚集成藏的时限，对于一个油气系统，其关键因素就是源岩生烃期和油气藏形成期。我国目前主要从生、储、盖、运、聚、保各项参数有效配置，根据构造演化史、圈闭形成史与烃源岩生排烃史来推断油气藏形成时间，常用的三个方法是根据油源岩的主生油期、圈闭形成期、油藏饱和压力分析油气藏形成期。中国许多含油气盆地，具有多套烃源层、多个烃源区、多期油气生成、多个油气系统控油、多期油气成藏同时又遭受多期破坏，油气藏形成跨越多个构造期的特点，因此仅从上述间接推断的方法常难以准确认识油气藏形成期次和演化史。近年来许多学者的研究表明，通过测定油气藏中自生伊利石停止生长的年龄可以精确地确定油气成藏时间。

1)自生伊利石 K—Ar 法测年技术

(1)自生伊利石的分离提纯。

自生伊利石 K—Ar 法测年准确性在于样品的代表性，即分析样品中的矿物是否为真正和纯净的自生伊利石。一般说来，成岩矿物和碎屑矿物大小不同，小于 2μm 的组分中富集自生粘土矿物。根据 XRD 分析得到的不同粒级粘土样品的矿物组成，样品中不仅含有少量来源于碎屑成分的石英、长石，而且在粘土矿物组成上，以伊利石和伊利石/蒙脱石混层矿物为主，也包括了高峰石和绿泥石。样品中所含的少量碎屑成分主要来源于制样过程中碎屑颗粒进一步破碎。长石中钾含量较高，因此，碎屑矿物的存在对样品 K—Ar 测试结果有明显影响，具体表现为长石和云母含量高的 K—Ar 年龄较老。排除碎屑矿物的影响的途径有两个：一是 XRD 分析后剔除碎屑矿物含量较高（>5%）粒级的样品；二是建立 K—Ar 视年龄与样品中碎屑矿物（如长石）含量的相关关系，按这种关系外推至碎屑矿物含量为零时的 K—Ar 年龄为实际 K—Ar 年龄。Liewig 等针对北海侏罗系 Brent 砂岩储层建立了 K—Ar 视年龄与钾长石/伊利石数量比值的相关关系。我们针对某一区域储集层大量样品的分析，也可以建立类似的这种关系。在粘土矿物分离时采用冷冻—加热分离法（Freezing-heating disaggregation method），可防止碎屑矿物的混入。

目前，自生伊利石的分离提纯是采取沉降分离法。中国石油勘探开发科学研究院实验中心已开发本技术并建立了分离方法。先将岩心洗净粗碎，并用氯仿浸泡除去岩石中的可溶烃。然后按图 7—9 流程进行分离提纯。提纯后的粘土矿物分为 2～1、1～0.5、0.5～0.1 及＜0.1μm 四个组分。分离好的这些粒级的粘土矿必须进行 X 衍射（XRD）和透射扫描电镜（TEM）分析，以确定是否为真正的和纯的自生伊利石。在扫描电镜下伊利石一般呈卷曲片状或丝发状。通过 X 衍射可以确定分离的这些粒级组分伊利石矿物的含量，最终得到适宜于做自生伊利石同位素测年的样品。

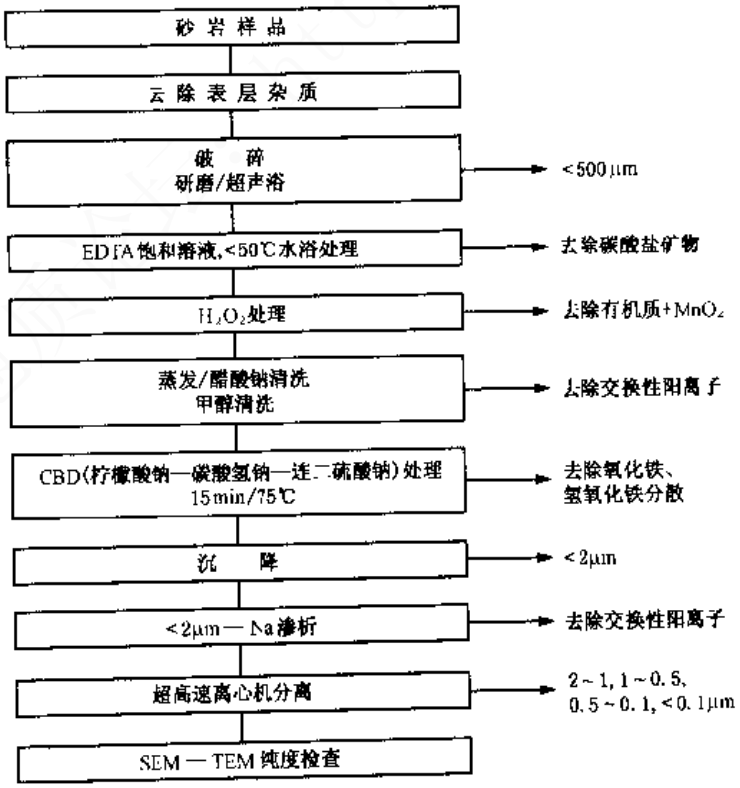


图 7—9　细粒伊利石和(或)伊利石/蒙皂石间层样品分离流程图

（据 P. J. Mamilton 等，1989 改编）

必须指出的是X衍射和扫描电镜资料是伊利石利用同位素测年解释的基础，同时分离样品矿物成分组成和大小、分布，是判断样品是否存在其它含钾和氩矿物的污染，以及是否适合做同位素年代学分析。当样品存在过剩氩和大气氩污染时，通过等时线、年龄谱等方法处理后才可获得可靠的年龄。

(2)实验仪器分析。

自生伊利石测年仪器分析主要包括两个方面。其一是用原子吸收光谱分析自生伊利石中钾的含量。其二是用MM5400静态真空质谱仪进行自生伊利石氩同位素分析。由于前面章节已介绍了原子吸收光分析和放射性同位素测年方法这里就不重复了。

(3)钾(K)—氩(Ar)法年代测定。

自然界中，钾有三种天然存在的同位素：

^{39}K93.2581%±0.0029%

^{40}K0.00167%±0.00004%

^{41}K6.7302%±0.0029%

^{40}K经过天然放射性衰变后，88.8%变成了^{40}Ca，而剩余的11.2%则变成了半衰期的1.25×10^{9}年的^{40}Ar(Dalrymple和Lanphere,1969;Faure,1986)。虽然两个衰变体系都可用于测定年龄，但是K—Ca法则可因为天然存在的非放射性成因的Ca同位素引起干扰，故不予考虑。含钾矿物中放射成因^{40}Ar的积聚是时间(t)的函数，即：

$$^{40}Ar^{*}=\frac{\lambda_e}{\lambda}\cdot{}^{40}Ar(e^{\lambda t}-1) \tag{7—4}$$

式中，$^{40}Ar^{*}$是由^{40}K衰变而形成的放射性成因的^{40}Ar的含量；λ为总衰变常数；而λ_e为从^{40}K至^{40}Ar衰变的分衰变常数。公式(7—4)可用下式表达：

$$t=\frac{1}{\lambda}\cdot\ln\left[\frac{^{40}Ar^{*}}{^{40}K}\cdot\left(\frac{\lambda}{\lambda_e}\right)+1\right] \tag{7—5}$$

这是K—Ar法年代测定的一个基本公式。自然存在的钾中^{40}K占的比率与衰变常数是已知的(Steiger与Jager,1977)，所以，只要在一块样品中K和^{40}Ar的总量可以测出，就可计算出伊利石的同位素年龄。

2)自生伊利石K—Ar法测年在油气成藏期研究的应用

(1)自生伊利石生成年龄确定油气藏形成时间。

砂岩储集层成岩作用过程中自生矿物的形成，很大程度上是流动的孔隙水与岩石相互作用的结果。成岩过程中自生伊利石的形成主要有两种方式，一是高岭石、蒙脱石和伊蒙混层粘土矿物伊利石化形成；二是地层水通过化学沉淀形成新生的丝发状伊利石。自生伊利石的形成总是与流动的富钾水介质条件有关，油气注入储集层导致自生矿物生成的抑制(次生石英)和中止(自生伊利石、钾长石的钠长石)。理论上讲，如果在自生伊利石形成阶段油气注入储集层，随储集层中油气饱和度的增加，自生伊利石形成便会中止。储集层中自生伊利石形成于一定的成岩阶段或者多个成岩时期，即自生伊利石形成经历了较长的地质时间。一般来说，早期形成的伊利石粒径较大，晚期形成的粒径小，多呈丝发状，这使得伊利石K—Ar年龄与样品粒径大体存在着正相关关系。解释油气藏形成期比较有意义的是最小粒径(<0.1μm)伊利石的同位素年龄，它反映的是较晚形成伊利石的地质时间。

储集层流体介质性质的重大变化是导致自生伊利石生成中止的原因，但油气注入仅是使得储集层流体介质性质发生变化的重要原因，自生伊利石生成中止未必就意味着烃类注入的

停止。以油气充注储集层初始时间为界，自生伊利石形成的中止发生在油气充注储层过程之中，或发生在油气充注储集层过程之前，后者自生伊利石形成的中止与油气成藏作用无关。无论何种情况，储集层自生伊利石年龄均反映了油气充满储集层的最早时间，形成油气藏后不可能再有自生伊利石形成，因此，伊利石同位素年龄给出了油气藏形成期的最大地质年龄。从国外油气盆地和国内成岩作用与油气成藏关系研究结果来看，一般说来油气成藏时间略滞后于伊利石同位素年龄或基本同步。

(2)塔北东河塘石炭系油藏和吉拉克三叠系凝析气藏和吉拉克三叠系凝析气藏实例。

塔北东河塘石炭系油藏和吉拉克三叠系凝析气藏样品分析结果和数据列于表 7—9。东河塘石炭系 $C_{Ⅱ}$ 油组油藏储油砂岩伊利石 0.1μm，伊利石 K—Ar 同位素年龄在 24.3～31.8Ma，反映成藏期在始新世。吉拉克三叠系 $R_{Ⅱ}$ 油组凝析气藏储气砂岩和含水砂岩不同粒径伊利石 K—Ar 年龄变化如图 7—10 所示，储气砂岩伊利石 K)Ar 年龄(44.3～49.2Ma)较含水砂岩 K—Ar 伊利石年龄(39.7～43.9Ma)要大，这可能反映了在始新世气体注入储集层后气水界面的降低，气水界面以上的储气砂岩自生伊利石形成已中止，而气水界面以下的含水砂岩伊利石形成仍持续了一段时间。这种气藏自上而下伊利石年龄的差异与西北欧格尔宁根气田三叠系赤底统砂岩储集层情况相似，赤底统砂岩伊利石 K—Ar 年龄介于 119.3～151.4Ma 之间，推断天然气约在 150Ma 前开始充注储集层，直至 120Ma 储集层被气体充满，自生伊利石形成才被完全中止。

表 7—9　自生伊利石样品特征和 K—Ar 稀释法年龄数据

(王飞宇，1997)

地区	样品	粒径 μm	矿物组成① I	K	C	O	K %	$^{40}Ar^*$ % 10^{-10}mol/g	年龄 Ma
东河塘区石炭系 $C_{Ⅱ}$ 油组储油砂岩	DH_1 井	1.0～0.5	90	—	10	—	6.45	3.156	28.2
		0.5～0.1	94	—	6	—	6.14	2.904	27.1
		<0.1	98	—	2	—	6.35	2.694	24.3
	DH_2 井	1.0～0.5	84	10	4	2	6.87	4.076	33.8
		0.5～0.1	90	10	0	0	6.92	4.254	35.1
		<0.1	95	5	0	0	7.48	4.173	31.8
吉拉克区三叠系凝析气藏的 $T_{Ⅱ}$ 油组储气砂岩和含水砂岩	J_{105-8} 4336.8m (气层)	1.0～0.5	—	—	—	55	6.40	55.4	
		0.5～0.1	78	17	0	5	5.88	5.54	47.4
		<0.1	85	15	0	0	6.05	5.24	49.2
	J_{105-9} 4337.8m (气层)	1.0～0.5	—	—	—	—	6.14	6.34	58.6
		0.5～0.1	75	20	0	5	6.28	5.87	53.1
		<0.1	80	20	0	0	6.53	5.08	44.3
	J_{105-6} 4351.6m (水层)	1.0～0.5	—	—	—	—	6.12	4.92	45.7
		0.5～0.1	73	24	3	0	6.09	5.23	48.8
		<0.1	65	30	5	0	6.10	4.25	39.7
	J_{105-7} 4353.5m (水层)	1.0～0.5	-	—	—	—	5.87	4.78	46.3
		0.5～0.1	81	14	5	0	6.34	4.56	41.8
		<0.1	72	13	10	5	5.91	4.56	43.9

①I—伊利石和伊利石/蒙脱石混层矿物；K—高岭石；C—绿泥石；O—其它矿物。

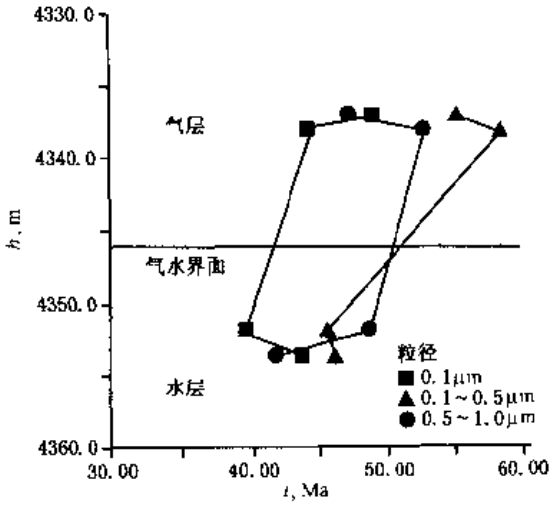


图 7—10 储气砂岩层和含水砂岩层自生伊利石 K—Ar 年龄的变化

东河塘区石炭系油藏构造剖面揭示该油藏主要封盖层为侏罗系，则油气藏形成期在侏罗系盖层形成之后，自生伊利石 A—Kr 年龄则说明该油藏主要形成于渐新世。对吉拉克区构造演化史、圈闭形成期、生油岩排烃史以及油气运聚期地质综合对比分析表明，三叠系凝析气藏背斜圈闭形成于喜马拉雅早期运动，此时盆地中上奥陶统烃源岩进入生油门限，可能形成油藏；至喜马拉雅晚期，下古生界烃源岩达到过成熟阶段，以生成天然气为主，天然气再次注入圈闭，先形成气顶，随圈闭埋深增加，地层压力增大，形成带油环的凝析气藏，而前面的分析结果则提示烃类流体进入储集层的时间应晚于 44.3～49.2Ma。

二、烷基苯酚和含氮化合物测试技术与应用

油气藏流体中烷基苯酚和含氮化合物（主要是咔唑类化合物）的分布组成及含量（相对和绝对）的变化是研究原油运移、聚集以及成藏历史的重要内容，由于烷基苯酚和中性含氮化合物在原油中是一类具极性的微（痕）量组分，因而常规的分离分析流程复杂、难度大。尽管如此，许多学者在分离分析这类化合物上还是做了大量的工作，如用阴离子交换色谱、离子交换色谱和碱性萃取法分离原油中的痕量烷基苯酚类化合物；用酸改性硅胶选择性萃取法、苯溶解于盐酸萃取法以及两次柱色层等方法分离原油中的碱性和中性含氮化合物。在分离这类化合物方面这些方法均有其独到之处，但分析流程长，费工费时费试剂，难以适应油藏地球化学研究对样品大批量分析的需要。

Bowler 等采用 C_{18} 柱分离原油中烷基苯酚和中性含氮化合物，然后分别对烷基苯酚和中性含氮化合物进行 GC—MS 分析，取得了较好的效果。我国包建平等（1998）对该方法进行了改进，并用一次法成功地分离分析了原油中的烷基苯酚和中性含氮化合物，实现了快速批量分析的目标。

1. 烷基苯酚和含氮化合物的分离方法

油气藏流体中烷基苯酚和含氮化合物测试，样品前期分离非常关键。现采用分离柱为英国 IST 公司生产的 3mL C_{18} 固相萃取柱，内填有 C_{18} 非极性吸附剂，分离用化学试剂为优级纯的正己烷和重蒸的二氯甲烷。烷基苯酚化合物的定量内标用萘酚，中性含氮化合物的定量内标用苯基咔唑。分离步骤如下。

（1）称取一定量的原油样品（100mg），并加入适量内标。然后在原油样品中加入优级纯的正己烷静止过夜以沉淀沥青质。原油脱去沥青质后，用旋转蒸发器除去正己烷，并转移浓缩至 0.5mL。

（2）用 3mL 正己烷润湿淋洗固相萃取柱，然后把脱沥青质原油转入固相萃取柱，接着用 4～5mL 正己烷少量多次加入固相萃取柱。在此过程中，由于吸附剂对不同性质化合物的选择性吸附作用，键有 C_{18} 固定相的吸附剂对脱沥青质原油中的饱和烃、芳香烃和其他一些非烃化合物（非烷基苯酚和中性含氮化合物）不具有吸附性或吸附性很弱，它们很容易被正己烷洗脱下来；但这一吸附剂对烷基苯酚和中性含氮化合物的吸附性相对较强，一般情况下，正己烷很难把它们洗脱下来。因此，在正己烷冲洗过程中，烷基苯酚和中性含氮化合物被吸附在柱子中。值得注意的是，在这一过程中应通过控制一次加入正己烷的量来控制流速，因为正己烷流

速过快会影响固定相对烷基苯酚和中性含氮化合物的吸附。

(3)用 5mL 重蒸二氯甲烷分多次加入固相萃取柱,以解吸被 C_{18} 固定相吸附的烷基苯酚和中性含氮化合物,然后把含有烷基苯酚和中性含氮化合物的馏分浓缩至 0.5mL。

(4)由于酚是一类带有羟基的极性化合物,如果这类带有极性官能团的化合物直接进入毛细色谱柱将会严重影响色谱柱的柱效。因此,在对含烷基苯酚和中性含氮化合物馏分进行 GC—MS 分析以前,有必要对烷基苯酚进行衍生化。具体操作是在 0.5mL 的含有烷基苯酚和中性含氮化合物的馏分中加入 100μL 的 BSTFA,使烷基苯酚与 BSTFA 发生硅烷化作用,形成酚的硅烷化衍生物,以利于质谱分析。加入 BSTFA 后,样品应在室温下静置过夜或放在 60℃ 恒温炉中加热 1h,以使两者充分反应。

2.分析仪器与实验方法

由于烷基苯酚和烷基咔唑是两类在物理性质、化学性质和色谱行为等方面均存在一定差异的化合物,国内外多数实验室均采用两次进样分别对烷基苯酚和烷基咔唑类化合物进行 GC—MS 分析检测。尽管这样达到了对这两类化合物分析检测的目的,但分析成本高、周期长,不利于样品的批量分析。换言之,要想通过一次进样同时能较好地分离和检测烷基苯酚和烷基咔唑类化合物,目前还没有现成的文献资料可用。经过多次条件实验的对比,下述色谱—质谱条件能同时较好地分离检测烷基苯酚和烷基咔唑这两类化合物。

1)色谱条件

色谱仪色谱柱为 HP—5MS 弹性石英毛细柱,柱长为 30m,内径为 0.25mm,膜厚为 0.25μm;升温程序为 35℃ 保持 5min,后以 2℃/min 升至 120℃,然后以 4℃/min 升至 310℃,恒温 13min;采用不分流进样,进样器温度为 290℃;载气为氦气,流量为 1mL/min

2)质谱条件

质谱仪电离方式 EI,电离能量 70eV;采用多离子方式检测(MID)。

图 7—11 即为某原油样品中烷基苯酚(硅烷化衍生物)和中性含氮化合物馏分 GC—MS

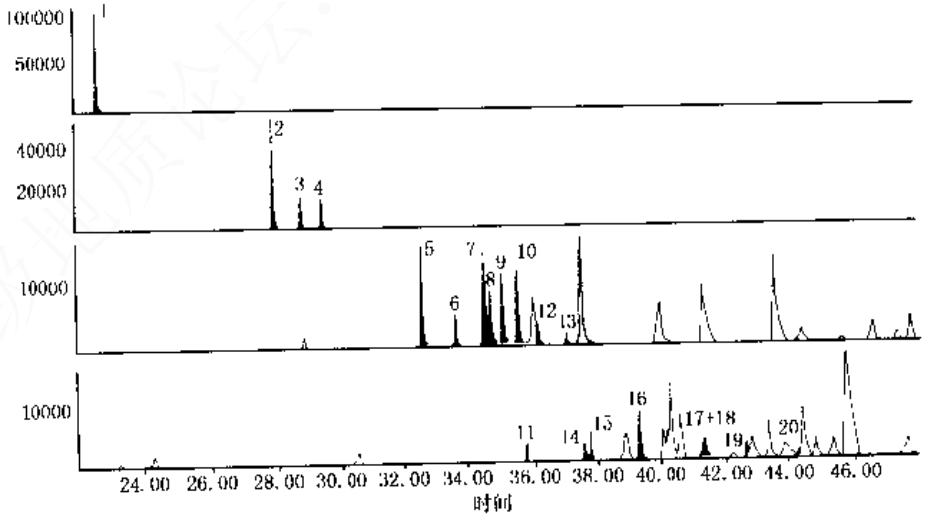


图 7—11 某原油样品中烷基苯酚(硅烷化衍生物)和中性含氮化合物馏分
GC—MS 的总离子流图(据包建平,1998)

峰 1 为苯酚;峰 2~4 分别为 2—,3—和 4—甲基苯酚;峰 5~10 和 12~13 分别为 2—乙基-,2,5—,2,4—,2,6—,3,5—二甲基,4—乙基,2,3—,3,4—二甲基苯酚;峰 11,14~20 分别为 2—异丙基,2—丙基,3—,4—异丙基,2,4,6—,2,3,5—,2,3,6—和 3,4,5—三甲基苯酚

的总离子流图。从各类化合物的保留时间来分析，硅烷化的烷基苯酚系列(C_0～C_3)在22～48min之间出峰，C_0～C_4取代的烷基咔唑和C_0～C_4取代的烷基苯并咔唑系列则分别在60～75min和6～88min之间出峰，显示出较好的分离和检测效果。

3.烷基苯酚和含氮化合物的鉴定

图7—12是该原油样品经BSTFA衍生化的烷基苯酚系列质量色谱图。根据20个单体烷基苯酚化合物组成的混合标样的GC—MS分析结果，目前能鉴定20个单体烷基苯酚化合物，其中包括C_0取代的苯酚、3个甲基苯酚异构体、8个C_2取代烷基苯酚异构体和8个C_3取代的烷基苯酚异构体。在硅烷化的烷基苯酚化合物的质谱图中，M$^+$—15碎片丰度较高，且常是其基峰，所以用m/z151，165，179和193即可检测C_0～C_3取代的硅烷化苯酚衍生物。

图7—13(a)、(b)分别是某原油样品中烷基咔唑和烷基苯并咔唑系列质量色谱图。在该原油样品中检测出的中性含氮化合物数量较多，尤其是烷基苯并咔唑系列。但由于标样有限，

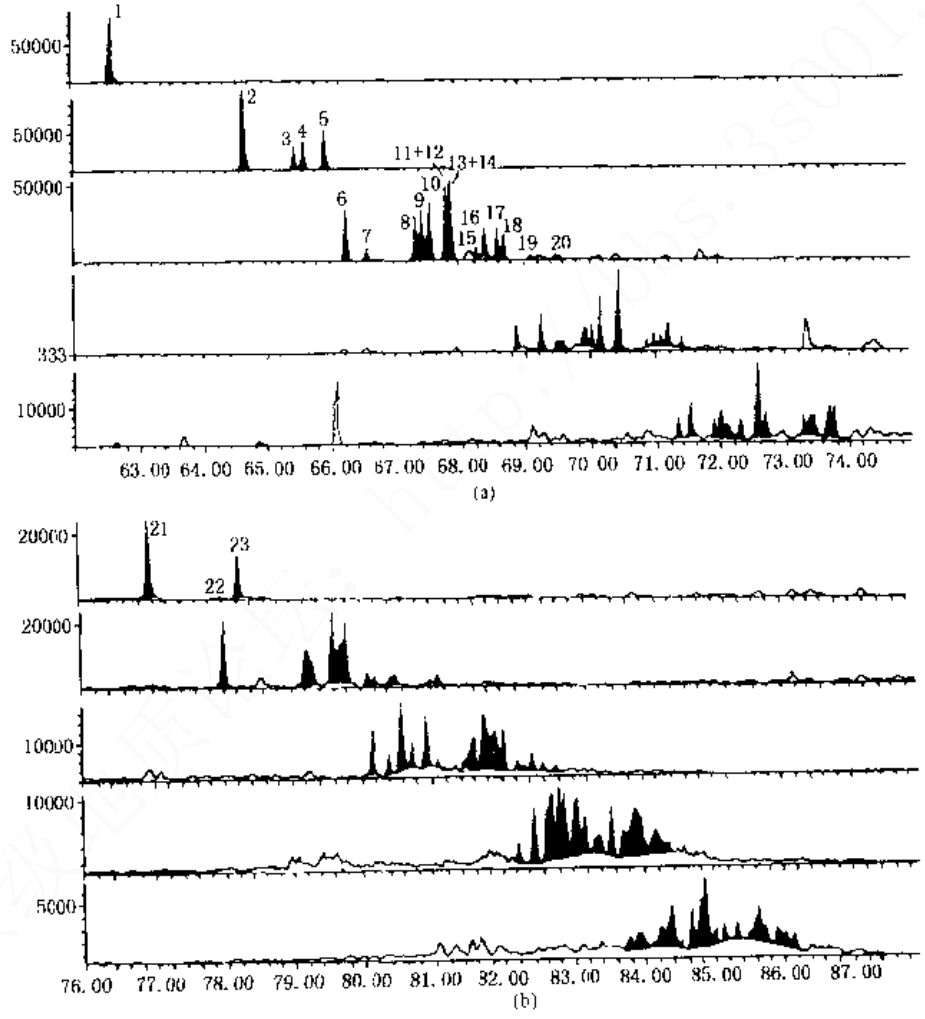


图7—12 某原油样品中衍生化烷基苯酚系列质量色谱图

(据包建平，1998)

峰1是咔唑；峰2～5分别是1—甲基，3—甲基，2—甲基和4—甲基咔唑；峰6～20分别是1，8—三甲基，1—乙基，1，3—二甲基，1，6—二甲基，1，7—二甲基，1，4—二甲基，4—乙基，1，5—二甲基，3—乙基，2，6—二甲基，2，7—二甲基，1，2—二甲基，2，4—二甲基，2，5—二甲基，2，3—二甲基和3，4—二甲基咔唑；峰21～23分别是苯并(a)咔唑、苯并(b)咔唑和苯并(c)咔唑

其中的许多化合物目前还不能鉴定其烷基取代的确切位置。通过与文献资料对比，在中性含氮化合物中共鉴定出了23个单体化合物，它们包括4个甲基咔唑异构体、16个C_2取代的烷基咔唑异构体以及苯并(a)咔唑、苯并(b)咔唑和苯并(c)咔唑(图7—13(a)、图7—13(b))。

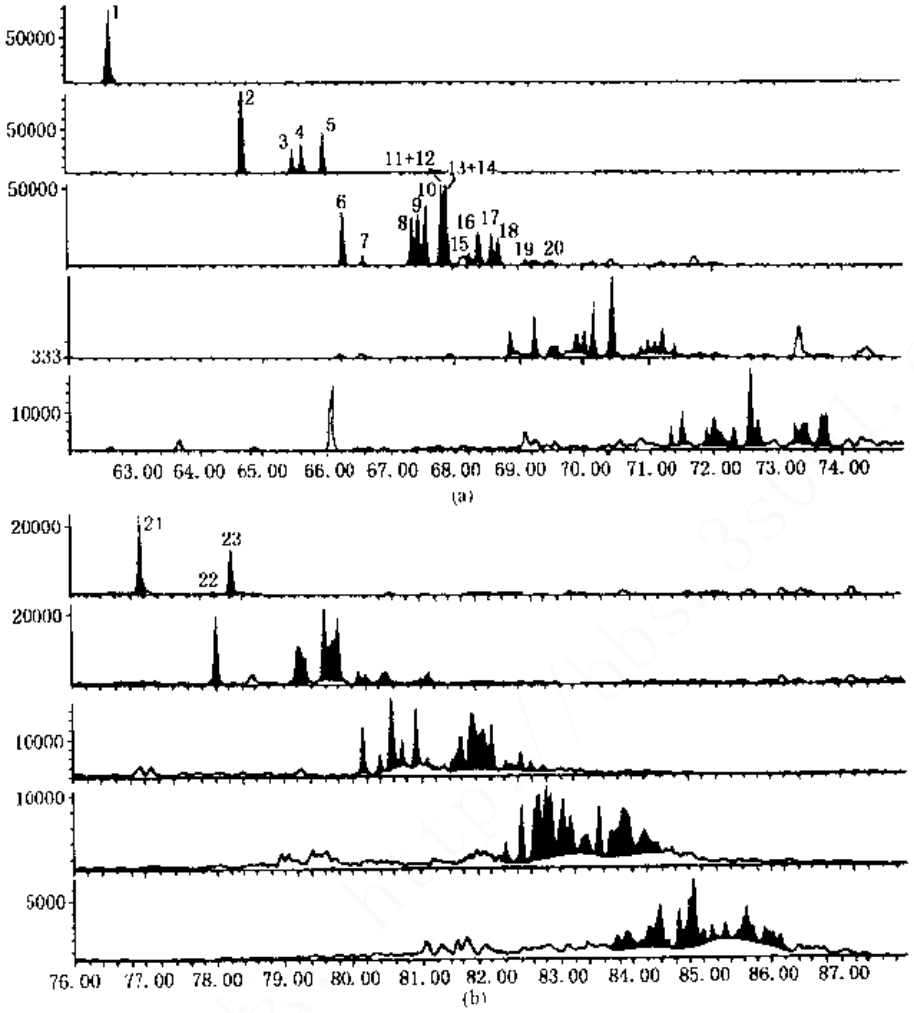


图7—13 某原油样品中烷基咔唑(a)和烷基苯并咔唑(b)系列质量色谱图

(据包建平，1998)

峰1是咔唑；峰2～5分别是1—甲基，3—甲基，2—甲基和4—甲基咔唑；峰6～20分别是1,8—二甲基，1—乙基，1,3—二甲基，1,6—二甲基，1,7—二甲基，1,4—二甲基，4—乙基，1,5—二甲基，3—乙基，2,6—二甲基，2,7—二甲基，1,2—二甲基，2,4—二甲基，2,5—二甲基，2,3—二甲基和3,4—二甲基咔唑；峰21～23分别是苯并(a)咔唑、苯并(b)咔唑和苯并(c)咔唑

4.含氮有机化合物在油气运移中的应用

含氮有机化合物是原油及生油岩中的一种非烃组分，其含量一般仅占原油的0.1%～2.0%。大部分以芳香烃杂环化合物形式存在，并普遍带有脂肪性的侧链。原油的含氮有机化合物主要有两类：亦即含吡咯环结构的中性氮系列和含吡啶结构的碱性氮系列化合物。其中，中性氮化合物往往比较稳定，其组成与结构变化是研究二次运移的指标。最近的研究表明，烃源岩沥青和对应原油间有机氮化合物的分布有显著系统性的变化(Yamamoto等，1995；Yamamoto，1992；Li等，1995；Chen，1995)。与运移有关的作用对控制原油中这类化合物的分布起主要作用，不少研究者提出有机氮化合物在固体物表面的吸附滞留是引起有机氮化合物运移过程中分馏作用的主要原因(Charlesworth，1986；Bakel和Philp，1990；Brothers等，1991；Ya-

mamoto 等,1991;Yamamoto,1992;Li 等,1995)。

油气二次运移过程中原油中单体吡咯型化合物的丰度相对降低,降低速率与烷基取代物相对于活性吡咯官能团的取代位有关,官能团暴露异构体比遮蔽异构体降低趋势更快、导致运移过程中氮遮蔽异构体相对富集。咔唑、苯并咔唑、二苯并咔唑系列的丰度随运移距离的增加,咔唑相对于苯并咔唑、二苯并咔唑系列富集。

5.烷基苯酚在油气运移中的应用

石油组分的对比研究,发现烷基苯酚化合物为水溶解化合物,可以与水分子反应形成氢键。苯酚化合物的化学反应性能与中性含氮化合物相似,主要取决于烷基取代相对氢氧基团的位置。根据立体化学特点,3,5—二甲基苯酚与矿物表面或固相有机质的反应强度要高于2,6—二甲基苯酚。因此随着运移距离的增加,原油中不同异构体苯酚化合物之间的丰度和相对分布特征将发生有规律的变化,这些规律与中性含氮化合物的变化趋势相同。我们可以据此追踪油气运移路径。

页岩地质论坛: http://bbs.3s001.com

参考文献

[1] 安太庠等著.1983.华北及邻区牙形石.北京:科学出版社

[2] 程克明.1994.吐哈盆地油气生成.北京:石油工业出版社

[3] 程克明.1996.烃源岩地球化学.北京:科学出版社

[4] 程克明.1996.碳酸盐岩油气生成理论与实践.北京:石油工业出版社

[5] 陈丽华.1994.储层实验测试技术.东营:石油大学出版社

[6] 陈丽华等编著.1990.扫描电镜在石油地质上的应用.北京:石油工业出版社

[7] 陈丽华等编著.1991.电子探针波谱及能谱分析在石油地质上的应用.北京:石油工业出版社

[8] 陈碧珏主编.1987.油矿地质学.北京:石油工业出版社

[9] 陈章明等.1990.泥岩盖层封闭性的确定及其与源岩排气史的匹配.大庆石油学院学报,第14卷,第2期

[10] N.L.Watts 著.陈德卿译.1987.单相烃柱和多相烃柱的盖岩封闭和断层封闭的理论探讨.油气地质译丛,No.4

[11] 陈章明等.1990.泥岩盖层封闭性的确定及其与源岩排气史的匹配.大庆石油学院学报,第14卷,第2期

[12] 戴贤忠等.1991.济阳坳陷第三系天然气藏盖层评价及其形成机理.石油学报,第12卷,第2期

[13] 戴金星.1997.天然气地质研究新进展.北京:石油工业出版社

[14] 付家谟主编.1992.天然气运聚、储集及封盖条件.北京:科学出版社

[15] 付广,陈章明等.1996.3.断层封闭性综合评价方法探讨及其应用.河南石油,第10卷,第2期

[16] 郭舜玲等编著.1994.荧光显微镜技术.北京:石油工业出版社

[17] 高瑞琪等著.1992.石油地质实验手册.黑龙江:黑龙江科学技术出版社

[18] 胡见义等.1991.中国陆相石油地质理论基础.北京:石油工业出版社

[19] 黄第藩.1997.煤成油地球化学新进展.北京:石油工业出版社

[20] 黄第藩.1984.陆相有机质成烃机理.北京:石油工业出版社

[21] 包建平,马安来.1998.6.原油中烷基苯酚的快速分离与分析.江汉石油学院学报,Vo.2

[22] 蒋助生,李剑.1996.各类天然气、凝析气、气源岩综合判别指标及气耗对比新方法.见中国石油勘探开发研究院科技论文集.北京:石油工业出版社

[23] 王飞宇,何苹.1997.利用自生伊利石 K—Ar 定年分析烃类进入储集层的时间.地质论评,第43卷,第5期

[24] 郝石生等.1991.天然气盖层实验研究及评价.沉积学报,第9卷,第4期

[25] 金奎励.1997.有机岩石学研究.北京:地震出版社

[26] 郝石生等.1995.天然气的形成和保存.北京:石油工业出版社

[27] 郝石生,黄志龙等.1994.天然气运聚动平衡及其应用.北京:石油工业出版社

[28] 李明诚.1994.石油与天然气运移.北京:石油工业出版社

[29] 李国平等.1996.天然气封盖层研究与评价.北京:石油工业出版社

[30] 吕延防.1996.12.断层封闭的差异性分析.大庆石油学院学报,Vol.20,No.4
[31] 刘文碧,周文等.1996.8.川西坳陷上三叠统断层封闭性研究.西南石油学院学报,Vol.18,No.3
[32] 李国平,郑德文等.1996.天然气盖层研究与评价.北京:石油工业出版社
[33] 林西生等编著.1990.X射线衍射分析技术及其地质应用.北京:石油工业出版社
[34] 吕延防.1996.12.断层封闭的差异性分析.大庆石油学院学报,Vol.20,No.4
[35] 刘文碧,周文等.1996.8.川西坳陷上三叠统断层封闭性研究.西南石油学院学报,Vol.18,No.3
[36] 庞雄奇,付广等.1993.盖层封油气性综合定量评价—盆地模拟在盖层评价中的应用.北京:地质出版社
[37] 裘亦楠,薛叔浩等.1994.油气储层评价技术,北京:石油工业出版社
[38] 饶春涛,李平鲁等.1993.珠江口分地断层特征及封闭性研究.中国海上油气,第7卷,第4期.1993
[39] 裘怿楠等.1997.中国陆相油气储集层.北京:石油工业出版社
[40] 陶·川.1983.9.油气运移聚集的流体动力学机理问题.石油与天然气地质,Vol.4,No.3
[41] 陶洪兴等.1994.碳酸盐岩中国油气储层研究图集(卷).北京:石油工业出版社
[42] 童晓光等.1989.区域盖层在油气聚集中的应用.石油勘探与开发,第4期
[43] 唐泽尧.1997.气田地质.北京:石油工业出版社
[44] 王振平,孟子文.1996.4.泥岩盖层烃类垂向分布规律和气藏追索.石油学报,Vol.17,No.2
[45] P.O.罗海尔,P.W.乔奎特编,王正鉴等译.1993.世界大油气田碳酸盐岩油藏研究实例.北京:石油工业出版社
[46] 王涛.1997.中国天然气地质理论基础与实践.北京:石油王业出版社
[47] 王昌桂等.1997.吐鲁番—哈密盆地侏罗系煤成油地球化学.北京:石油工业出版社
[48] 王衍琦等编著.1996.阴极发光显微镜在储层研究中的应用.北京:石油王业出版社
[49] 王大锐等.1999.塔里木盆地海相古生界化学地层学研究.石油勘探与开发,Vol.26,No.1,18~20
[50] 王振平,孟子文.1996.泥岩盖层烃类垂向分布规律和气藏追索.石油学报,Vol.17,No.2
[51] 戴贤忠等.1991.济阳坳陷第三系天然气藏盖层评价及其形成机理.石油学报,第12卷,第2期
[52] 魏菊英,王关玉编.1988.同位素地球化学.北京:地质出版社
[53] 吴瑞棠,张守信等编著.1989.现代地层学.北京:中国地质大学出版社
[54] 郭立言.1985.生油岩热解快速定量评价.北京:科学出版社
[55] D.Emery & A.Robison 著,王铁冠、金振奎、王大锐等译.1999.无机地球化学在石油地质学中的应用.北京:石油工业出版社
[56] 孙泽红编译,Steven D.Knott 著.1993.5.北海断层封闭分析.AAPG
[57] 尚慧芸等.1990.有机地球化学和荧光显微镜技术.北京:石油工业出版社
[58] 肖丽华,孟元林等.1995.碎屑岩成岩温度的数值模拟和成岩阶段的预测.中国海上油气,第9卷,第6期
[59] 游秀玲.1991.天然气盖层评价方法探讨.石油与天然气地质,第12卷,第3期

[60] 杨传忠等.1994.8.油气盖层力学性质与封闭性关系.西南石油学院学报,Vol.16,No.3
[61] 赵庆波.1991.辽河盆地气藏泥岩盖层条件初探.天然气工业,第11卷,第6期
[62] 应凤祥等.1994.碎屑岩中国油气储层研究图集(卷一).北京:石油工业出版社
[63] 赵菊英.1997.用已烷作为岩屑荧光录井替代试剂的探讨.石油勘探与开发,24(4),83～86
[64] 叶得泉,钟筱春等编著.1990.中国油气区地层古生物丛书.中国北方含油气区白垩系.北京:石油工业出版社
[65] 赵澄林,陈丽华,涂强.1999.中国天然气储层.北京:石油工业出版社
[66] 周兴熙等.1998.5.塔里木盆地天然气形成条件及分布规律.北京:石油工业出版社
[67] 张文达等.1990.天然气盖层的微孔隙结构特征及遮挡性能探讨.华东石油地质,第2期
[68] 张亚范等.1994.岩浆岩变质岩中国油气储层研究图集(卷三).北京:石油工业出版社
[69] 赵庆波.1991.辽河盆地气藏泥岩盖层条件初探.天然气工业,第11卷,第6期
[70] 中国石油学会石油地质专业委员会.1997.石油地质实验技术论文集.北京:石油工业出版社
[71] [美]D.M.劳普,S.M.斯坦利著,1978,古生物学原理(中译本).北京:地质出版社
[72] AL－Shaieb Z.1994. The banded character of pressure seals. AAPG MEM No.61,p351～367
[73] Berg R R and Avery A H.1995.3. Sealing properties of Tertiary growth faults. Texas Gulf Coast,AAPG Bulletin.V.79,No.3:p375～393
[74] Bradley J S.1994. Pressure compartments in sedimentary basin: A Review. AAPG MEM No.61,p3～26
[75] Boult P J.1997. Capillary seals within the Eromanga basin. Australia: Implications for exploration and petroleum. AAPG Memoir 67,p143～167
[76] B M Kross and D Leythaeuser. 1987. Experimental measurement of the diffusion parameters of light hydrocarbons in water－saturated sedimontary rocks,Org.Geochem vol.10 No.3, 1986.vol.11
[77] C Qin ,Ortoleva P J.1994. Banded diagenetic pressure seals: Types, mechanisms, and homogenized Basin dynamics. AAPG MEM No.61,p385～400
[78] David Deming. 1994.6. Factors necessary to define a pressure seal. AAPG Bulletin.V.78, No.6:p1005～1009
[79] Donald L Zieglar. 1992. Hydrocarbon columns, buoyancy pressures and seal efficiency: comparisons of oil and gas accumulations in California and the rocky mountain area. AAPG Bulletin,V.76,No.4
[80] Downey W.1984. Evaluation seals for hydrocarbon accumulations. AAPG,V.68,No.11
[81] D Leythaeuser, et al.1982. Role of diffusion in primary migration of hydrocarbons. AAPG Bulletin,66(4),p408～429
[82] Donglas F Williams, et al.1988. Isotope chrono－stratigraphy theory and methods. Academic Press Geology Series
[83] D Leythaeuser, et.1980.4. Diffusion of Light hydrocarbons throush near－surface rocks.Nature, Vol.284.10

164364

[84] J M Hansen. 1979. A method for separating acid – insoluble microfossils from organic debris. Micropaleontology, Vol.25, No.2, p 113～117

[85] H Strauss. 1997, The isotopic composition of sedimentary sulfur through time. Palaeogography, Palaeoclimatologg, Palaeoecology 132, 97～118.

[86] John M Hunt. 1990. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments. AAPG Bulletin, V.74, No.1

[87] Kross B and Leythaeuser D. 1987. Experimental measurements of the diffusion parameters of light hydrocarbons in water – saturated sedimentary rocks: results and significance, Org. Geochem, Vol.11, No.3, p 193～199

[88] Jan Veizer, et al. 1997. Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 132, 65～77

[89] J T Krushin. 1997. Seal Capacity of nonsmectite shale, Seals, traps and the Petroleum System. AAPG Memoir 67, p 31～47

[90] P J Brenchley et al. 1998. Bathymetric and isotopic evidence for a short – lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. Geology. V 22, April 295～298

[91] N J Milton. and G T Bertram. 1992. Trap style – a new classification based on Sealing Surfaces. AAPG, V 76, No.17, 983～999

[92] P J Ortoleva. 1994. Basin compartmentation: definitions and mechanisms. AAPG MEM No.61

[93] Revil A etc. 1998.2. Capillary sealing in sedimentary basins: A clear field example. Geophysical research letters, Vol.25, No.3, p389～392

[94] S A Bouring, et al. 1998. U/Pb zircon geo – chronology and tempo of the end – permian mass extinction. SCINCE, Vol.280, 15. May, 1039～1045

[95] Volker C Vahrenkamp. 1996. Carbon isotope stratigraphy of the ulpper Kharaib and Shuaiba formations: implictions for the early Cretaceous evalution of the Arabian Gulf Region. Geology, V.20, 119～213.

[96] S D Weedman. etc. 1994. Deep pressure seal in the lower Tuscaloosa formation, Louisiana Gulf coast. AAPG MEM No.61, p87～95

[97] Y Rundberg and P C Smalley. 1989. High – resolution dating of cenozoic sediments from Northern North Sea using $^{87}Sr/^{86}Sr$ stratigraphy. AAPG, V.73, No.3, 298～308

[98] Y Chen, W Chen, etc. 1994. Role of pressure – sensitive reductions in seal formation and healing: Application of CIRF. A reaction – transport code. AAPG MEM No.61, p417～427

[99] S D Weedman. etc. 1994. Deep pressure seal in the lower Tuscaloosa formation, Louisiana Gulf coast. AAPG MEMNo.61, p87～95